

Tesis de Posgrado

Estudio microtermométrico de inclusiones fluídas en manifestaciones nucleares del Batolito de Achala, Pcia. de Córdoba : Caracterización fisicoquímica de los fluidos responsables de la episienitización

Montenegro, Teresita Francisca

1993

Tesis presentada para obtener el grado de Doctor en Ciencias
Geológicas de la Universidad de Buenos Aires

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:

Montenegro, Teresita Francisca. (1993). Estudio microtermométrico de inclusiones fluídas en manifestaciones nucleares del Batolito de Achala, Pcia. de Córdoba : Caracterización fisicoquímica de los fluidos responsables de la episienitización. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

Cita tipo Chicago:

http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_2618_Montenegro.pdf
Montenegro, Teresita Francisca. "Estudio microtermométrico de inclusiones fluídas en manifestaciones nucleares del Batolito de Achala, Pcia. de Córdoba : Caracterización fisicoquímica de los fluidos responsables de la episienitización". Tesis de Doctor. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 1993.

http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_2618_Montenegro.pdf

EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS GEOLOGICAS

**ESTUDIO MICROTERMOMETRICO DE
INCLUSIONES FLUIDAS
EN MANIFESTACIONES NUCLEARES DEL
BATOLITO DE ACHALA, PROVINCIA DE CORDOBA:
CARACTERIZACION FISICOQUIMICA DE LOS FLUIDOS
RESPONSABLES DE LA EPISIENITIZACION**

AUTORA
TERESITA FRANCISCA MONTENEGRO

DIRECTOR
Dr. CARLOS O. LATORRE

CODIRECTOR
Dr. HUGO B. NICOLLI

**Trabajo de Tesis presentado para optar al titulo de
Doctora en Ciencias Geologicas**

1993

Tesis
2698
ej 2

Buenos Aires, 11 de agosto de 1993

Señor Director del
Departamento de Ciencias Geológicas
Doctor ARMANDO MASSABIE
S. / D.

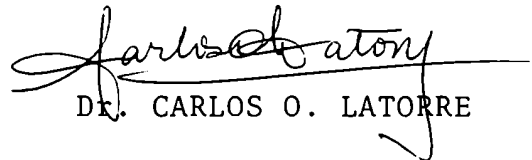
Estimado Señor Director:

En mi carácter de Director de Tesis elevo a usted el trabajo titulado "Estudio Microtermométrico de Inclusiones Fluidas en Manifestaciones Nucleares del Batolito de Achala, Provincia de Córdoba, caracterización fisicoquímica de los fluidos responsables de la episienitización" elaborado por la Lic. Teresita Montenegro.

Se trata de una investigación detallada, litológica y mineralógica, con aplicación de microtermometría de inclusiones fluidas, en la que se estudian fenómenos de episienitización y su relación con manifestaciones uraníferas.

El trabajo amerita su presentación para obtener el título de Doctora en Ciencias Geológicas.

Saludo a usted muy atentamente.


DR. CARLOS O. LATORRE

INDICE

	<u>Pág.</u>
1- INTRODUCCION	
1.1. OBJETIVOS.....	1
1.2. UBICACION DEL AREA Y VIAS DE ACCESO	2
1.3. INVESTIGACIONES PREVIAS	3
1.4. METODOLOGIA DE TRABAJO	4
1.5. BATOLITO DE ACHALA: GEOLOGIA, ESTRUCTURA Y EDAD	7
1.5.1. Zona de Los Riojanos: Geología y Estructura	10
1.5.2. Zona de Los Gigantes (Yacimiento Schlagintweit): Geología y Estructura	13
1.6. FAJAS DE DEFORMACION - EPISIENITAS: Generalidades	16
2- CARACTERES LITOLOGICOS	19
2.1. GRANITOS O FACIES SIN TRANSFORMAR	
2.1.1. Manifestación Los Riojanos	19
2.1.2. Manifestación Don Alberto	21
2.1.3. Manifestación Los Gigantes	22
2.2. GRANITOS AFECTADOS POR CATACLASIS	23
2.3. ROCAS TRANSFORMADAS - EPISIENITAS	30
2.3.1. Manifestación Los Gigantes	30
2.3.2. Manifestaciones La Negra y Don Alberto	33
2.3.3. Manifestación Los Riojanos	34
3- MINERALOGIA	
3.1. CUARZO	35
3.2. FELDESPATOS	
3.2.1. Granito sin alterar	
3.2.1.1. Facies no porfiroide (Los Riojanos)	39
3.2.1.2. Facies porfiroide (Don Alberto, Los Gigantes y Los Riojanos)	40
3.2.1.3. Evidencias del origen metasomático de los megacristales	44
3.2.1.4. Relación cuarzo-feldespato	47
3.2.2. Episienitas	48
3.2.3. Granitos afectados por cataclasis	52
3.3. MICAS	53
3.4. APATITA	56
3.5. CIRCON	57
3.6. FLUORITA	57
3.7. HEMATITA	58
3.8. MINERALES DE TITANIO	
3.8.1. Distribución	
3.8.1.1. Granitos	60
3.8.1.2. Granitos tectonizados	61
3.8.1.3. Episienitas	61
3.8.2. Anatasa	
3.8.2.1. Descripción	62
3.8.2.2. Origen	64
3.9. CARACTERES CATACLASTICOS DE LOS MINERALES ESENCIALES	67

4- INCLUSIONES FLUIDAS - DESARROLLO TEORICO	
4.1. EL ESTUDIO DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS	
4.1.1. Introducción	71
4.1.2. Origen de las inclusiones	71
4.1.3. Técnicas de estudio	73
4.2. MICROTERMOMETRIA - INTERPRETACION DE LAS MEDICIONES	
4.2.1. Introducción - Conceptos Generales	74
4.2.2. Fluidos acuosos subsaturados	
4.2.2.1. Medición de la fusión el hielo	75
4.2.2.2. Medición de la homogeneización	76
4.2.2.3. Cálculos microtermométricos	78
4.2.3. Fluidos acuosos sobresaturados	83
4.2.4. Fluidos acuosos carbónicos	
4.2.4.1. Características del sistema H_2O-CO_2	83
4.2.4.2. Medición del punto de fusión	83
4.2.4.3. Medición del punto de fusión del hidrato	84
4.2.4.4. Contenido salino	84
4.2.4.5. Medición del punto de homogeneización	84
4.2.4.6. Homogeneización total	85
4.2.5. Fluidos del sistema $NaCl-CO_2-H_2O$	86
4.3. HIPOTESIS DE TRABAJO	86
5- INCLUSIONES FLUIDAS - ENSAYOS MICROTERMOMETRICOS	
5.1. INSTRUMENTAL	89
5.2. SELECCION DE MUESTRAS	89
5.3. CLASIFICACION DE LAS INCLUSIONES	91
5.4. MEDICIONES MICROTERMOMETRICAS	93
5.4.1. Episitenita de la manifestación Don Alberto	94
5.4.1.1. Características microscópicas del cuarzo	94
5.4.1.2. Inclusiones	94
5.4.1.3. Tipos de inclusiones fluidas	95
5.4.1.4. Ensayos de enfriamiento	95
5.4.1.4.1. Inclusiones acuosas	95
5.4.1.4.2. Inclusiones con CO_2	95
5.4.1.5. Ensayos de calentamiento	96
5.4.1.5.1. Inclusiones acuosas	96
Densidad de la solución	96
Presión de homogeneización	96
Profundidad de emplazamiento	96
5.4.1.5.2. Inclusiones con CO_2	96
5.4.2. Episitenitas de la manifestación Los Gigantes	100
5.4.2.1. Características microscópicas del cuarzo	100
5.4.2.2. Inclusiones	100
5.4.2.3. Tipos de inclusiones fluidas	101
5.4.2.4. Ensayos de enfriamiento	101
5.4.2.4.1. Inclusiones acuosas	101
5.4.2.4.2. Inclusiones con CO_2	102
5.4.2.5. Ensayos de calentamiento	102
5.4.2.5.1. Inclusiones acuosas	102
Densidad de la solución	102
Presión de homogeneización	102
Profundidad de emplazamiento	102
5.4.2.5.2. Inclusiones con CO_2	102
5.4.2.5.3. Temperatura de homogeneización H_2O-CO_2	106
5.4.3. Episitenita de la manifestación La Negra	106
5.4.3.1. Características microscópicas del cuarzo	106

5.4.3.2. Inclusiones	106
5.4.3.3. Tipos de inclusiones fluidas	107
5.4.3.4. Ensayos de enfriamiento	107
5.4.3.5. Ensayos de calentamiento	107
Densidad de la solución	109
Presión de homogeneización	109
Profundidad de emplazamiento	109
5.4.4. Episienita de la manifestación Los Riojanos	112
5.4.4.1. Características microscópicas del cuarzo	112
5.4.4.2. Inclusiones	112
5.4.4.3. Tipos de inclusiones fluidas	112
5.4.4.4. Ensayos de enfriamiento	112
5.4.4.5. Ensayos de calentamiento	113
Densidad de la solución	113
Presión de homogeneización	113
Profundidad de emplazamiento	113
5.4.5. Cataclasita de la manifestación Los Riojanos	116
5.4.5.1. Características microscópicas del cuarzo	116
5.4.5.2. Inclusiones	116
5.4.5.3. Tipos de inclusiones fluidas	116
5.4.5.4. Ensayos de enfriamiento	116
5.4.5.5. Ensayos de calentamiento	117
Densidad de la solución, presión de homogeneización y profundidad de emplazamiento	117
5.4.6. Granito de la manifestación Los Riojanos	120
5.4.6.1. Características microscópicas del cuarzo	120
5.4.6.2. Inclusiones	120
5.4.6.3. Tipos de inclusiones fluidas	120
5.4.6.4. Ensayos de enfriamiento	121
5.4.6.4.1. Inclusiones acuosas	121
5.4.6.4.2. Inclusiones con CO ₂	121
5.4.6.5. Ensayos de calentamiento	121
5.4.6.5.1. Inclusiones acuosas	121
5.4.6.5.2. Inclusiones con CO ₂	122
5.4.6.5.3. Temperatura de homogeneización H ₂ O-CO ₂ y temperatura de decrepitación	123
5.4.7. Granito de la manifestación Don Alberto	126
5.4.7.1. Características microscópicas del cuarzo	126
5.4.7.2. Inclusiones	126
5.4.7.3. Tipos de inclusiones fluidas	126
5.4.7.4. Ensayos de enfriamiento	127
5.4.7.4.1. Inclusiones acuosas	127
5.4.7.4.2. Inclusiones con CO ₂	127
5.4.7.5. Ensayos de calentamiento	127
5.4.7.5.1. Inclusiones acuosas	127
Densidad de la solución, presión de homogeneización y profundidad de emplazamiento.....	127
5.4.7.5.2. Inclusiones con CO ₂	128
5.4.8. Granito de la manifestación Los Gigantes	132
5.4.8.1. Características microscópicas del cuarzo	132
5.4.8.2. Inclusiones	132
5.4.8.3. Tipos de inclusiones fluidas	132
5.4.8.4. Ensayos de enfriamiento	133
5.4.8.4.1. Inclusiones acuosas	133
5.4.8.4.2. Inclusión con CO ₂	136
5.4.8.5. Ensayos de calentamiento	136

5.4.8.5.1. Inclusiones acuosas	136
Densidad de la solución	136
Presión de homogeneización	136
Profundidad de emplazamiento	137
5.4.8.5.2. Inclusión con CO ₂	137
5.4.9. Pegmatoide granítico de la manifestación Los Riojanos	140
5.4.9.1. Características microscópicas del cuarzo	140
5.4.9.2. Inclusiones	140
5.4.9.3. Tipos de inclusiones fluidas	141
5.4.9.4. Ensayos de enfriamiento	141
5.4.9.4.1. Inclusiones acuosas	141
5.4.9.4.2. Inclusiones con CO ₂	141
5.4.9.5. Ensayos de calentamiento	142
5.4.9.5.1. Inclusiones acuosas	142
Densidad de la solución, presión de homogeneización y profundidad de emplazamiento	142
5.4.9.5.2. Inclusiones con CO ₂	142
5.4.9.5.3. Temperatura de homogeneización H ₂ O-CO ₂	146
5.5. ANALISIS ESTADISTICO	146
5.5.1. Manifestación Los Gigantes: granitos y episienitas	146
5.5.2. Manifestación Los Riojanos: pegmatoide granítico	148
5.5.3. Manifestación Don Alberto: episienita	151
5.5.4. Manifestación La Negra: episienita	151
5.6. CARACTERISTICAS DE LOS FLUIDOS CARBONICOS	164
5.6.1. Introducción	164
5.6.2. Manifestación Don Alberto	164
5.6.2.1. Granito	164
5.6.2.2. Episienita	165
5.6.3. Manifestación Los Gigantes	168
5.6.3.1. Granito del contacto con la episienita	168
5.6.3.2. Episienita	168
5.6.4. Manifestación Los Riojanos	170
5.6.4.1. Granito	170
5.6.4.2. Pegmatoide	176
5.7. EFECTO DE LA PRESION SOBRE LA TEMPERATURA DE CAPTURA	181
 6- CARACTERIZACION DE LOS FLUIDOS	 195
 7- EVOLUCION DE LOS FLUIDOS	
7.1. MANIFESTACION DON ALBERTO	195
7.2. MANIFESTACION LOS GIGANTES	201
7.3. MANIFESTACION LOS RIOJANOS	
7.3.1. Pegmatoide	203
7.3.2. Granito	204
7.3.3. Evolución General	207
7.4. MANIFESTACION LA NEGRA	208
 8- QUIMICA	
8.1. ELEMENTOS MAYORITARIOS Y NORMAS CIPW	211
8.2. ALUMINOSIDAD - ALCALINIDAD	211
8.3. RELACION Na ₂ O - K ₂ O	216
8.4. PERDIDA DE SILICÉ Y AUMENTO DE ALCALIS	217
8.5. VARIACION EN LOS CONTENIDOS DE ALUMINA	219
8.6. RELACION Fe ²⁺ /Fe ³⁺ Y CONTENIDOS DE Fe ²⁺	219
8.7. TITANIO	221
8.8. CONTENIDOS DE Rb Y Sr	222

9- ALGUNOS ASPECTOS PETROLOGICOS	
9.1. CLASIFICACION DE LAS ROCAS	224
9.2. AMBIENTE TECTONICO	226
9.3. GRANITOS I ó S?	227
10- MINERALES CON URANIO	
10.1. INTRODUCCION TEORICA	232
10.2. MINERALES CON URANIO CITADOS EN EL AREA DE ESTUDIO	
10.2.1. Granito	234
10.2.2. Granitos afectados por cataclasis, episienitas, fajas de deformación	235
10.3. DESCRIPCION	
10.3.1. Uraninita	235
10.3.2. Autunita-Metautunita	236
10.3.3. Torbernita-Metatorbernita	237
10.3.4. Materiales de alteración de uraninita: Gummite y Uranofano	237
10.4. OTROS MINERALES PORTADORES DE URANIO	
10.4.1. Biotita	239
10.4.2. Circón	239
10.4.3. Fluorita	239
10.4.4. Feldespatos-Arcillas	240
10.4.5. Anatasa	240
10.4.6. Hematita	241
10.4.7. Pirita	242
10.4.8. Apatita	244
11- EPISIENITIZACION	
11.1. ZONACION	246
11.2. MECANISMO DE FORMACION	247
11.3. RELACION ENTRE LOS CAMBIOS QUIMICOS Y MINERALOGICOS	249
11.3.1. Sílice	250
11.3.2. Alúmina	250
11.3.3. Alcalis	250
11.3.4. Hierro	252
11.3.5. Magnesio	252
11.3.6. Otros	253
11.4. CRISTALIZACION DE ANATASA	253
11.5. CRISTALIZACION DE HEMATITA	254
11.6. DISOLUCION DEL CUARZO	255
11.6.1. Introducción	255
11.6.2. Causas: Antecedentes y discusión	255
11.6.3. Presión	256
11.6.4. Presión - Temperatura	256
11.6.5. Presión - Temperatura - NaCl	258
11.6.6. Alcalinidad - pH - CO ₂	258
11.6.7. Alcalinidad	259
11.6.8. pH, Salinidad, Temperatura, etc.	260
11.6.9. Salinidad - pH - H ₂ O	260
11.6.10. CO ₂	261
11.6.11. Resultados experimentales: Discusión	261
11.6.11.1. Temperatura	264
11.6.11.2. Presión	265
11.6.11.3. Temperatura, presión, salinidad: Solubilidad de la Sílice	266

11.7. CONCLUSIONES: PROPIEDADES P-T-X DE LOS FLUIDOS	
E INFLUENCIA DE LA PRESION EXTERNA	270
11.8. OTROS CUERPOS EPISIENITICOS	272
11.9. COMPARACION DE RESULTADOS	274
11.10. MINERALIZACION Y DESCUARCIFICACION	274
11.11. RESUMEN DE LOS CAMBIOS	277
 12- GEOQUIMICA DEL URANIO	 278
12.1. CONTENIDOS DE URANIO	278
12.2. CRISTALIZACION DE PIRITA-PECHBLENDA	280
12.3. CICLO DEL URANIO	281
12.4. TRANSPORTE Y REPRECIPITACION DEL URANIO	283
 13- DISCUSION	 290
 14- RESUMEN	 293
 CONCLUSIONES	 302
 AGRADECIMIENTOS	 305
 15- BIBLIOGRAFIA	 306
 FOTOGRAFIA 1 Y FOTOMICROGRAFIAS 1 A 23	 316
	a 328

1. INTRODUCCION

1.1. OBJETIVOS

El batolito de Achala, en la provincia de Córdoba, es un cuerpo intrusivo de composición granítica cuyos contenidos de uranio superan los valores promedio de ese tipo de rocas.

Dentro de la masa "granítica" hay algunos sectores, lentiformes por lo general, en los que el porcentaje de uranio se eleva. Esos sectores están constituidos por un tipo especial de roca granítica alterada que se denomina "episienita". El proceso de episienitización es complejo y comprende, fundamentalmente, la pérdida del cuarzo magmático, desaparición de la biotita y múltiples neomineralizaciones y recristalizaciones. Asimismo, la roca presenta notables evidencias de acción cataclástica.

Entre las neomineralizaciones adquieren importancia los minerales de uranio y los minerales portadores de uranio. Las soluciones mineralizadoras se canalizan a través de los planos de debilidad de la roca.

El objetivo principal de esta investigación fue la caracterización fisicoquímica de los fluidos circulantes en cada etapa de alteración y neomineralización, a través del estudio microtermométrico de inclusiones fluidas en cuarzo perteneciente a las diferentes etapas.

Este trabajo constituye el requisito necesario para optar al título de Doctora en Ciencias Geológicas que otorga la Universidad de Buenos Aires y las investigaciones fueron realizadas durante el desarrollo de las Becas de Perfeccionamiento y de Formación Superior del CONICET.

1.2. UBICACION DEL AREA Y VIAS DE ACCESO

Las manifestaciones estudiadas se ubican en una franja latitudinal del batolito de Achala, a la altura de Villa Carlos Paz, en la provincia de Córdoba. Dicha franja se sitúa a los $31^{\circ}26'$ de latitud S y entre los $64^{\circ}55'$ y $64^{\circ}48'$ de longitud oeste, aproximadamente, en el cordón de la Sierra Grande (fig. 1).

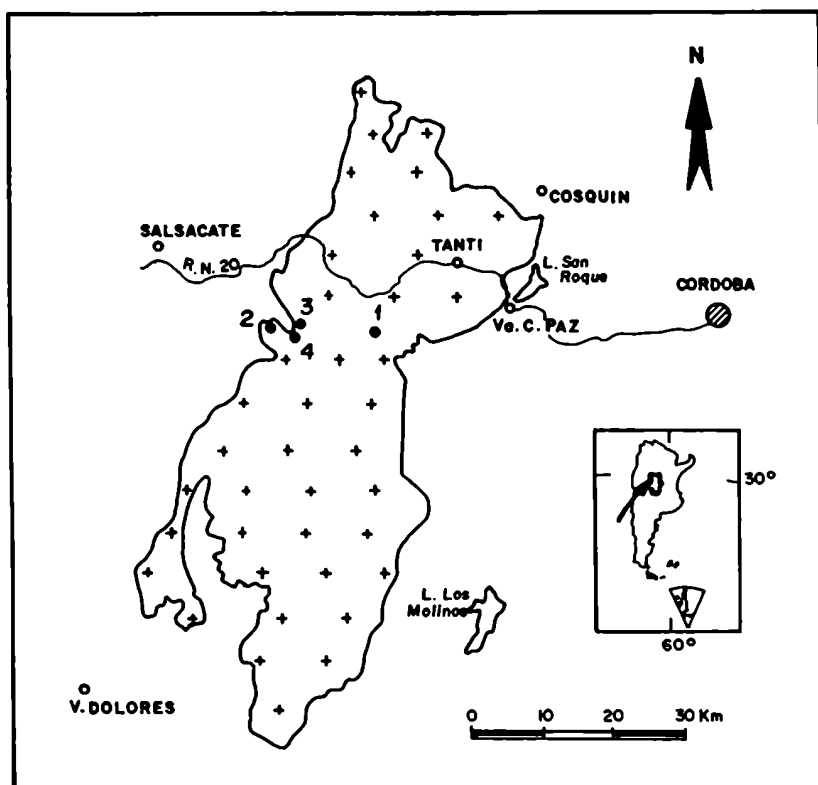


Fig.1: Mapa de ubicación

Batolito de Achala y manifestaciones nucleares:

- 1- Los Gigantes; 2- Los Riojanos;
- 3- Don Alberto; 4- La Negra.

La manifestación nuclear Los Riojanos está sobre el borde occidental del batolito de Achala. Unos 2,5 km hacia el este, se encuentran las manifestaciones La Negra y Don Alberto. El yacimiento Schlagintweit (manifestación Los Gigantes) aparece unos 26 km hacia el oeste, en línea recta a partir de la localidad de Va. Carlos Paz, y a unos 10 km hacia el E de la manifestación Los Riojanos, sobre la sierra de Los Gigantes (o Cerro Los Gigantes).

El acceso a este último lugar se realiza por la ruta nacional N°20 hasta el km 81, donde se desvía hacia el sur por la senda que conduce directamente al yacimiento, luego de recorrer unos 8 km. Al área de la manifestación Los Riojanos se accede siguiendo hacia el oeste por la ruta N°20 y por el camino que, desde las Cumbres de Gaspar, conduce hacia la zona de Cañada del Puerto.

1.3. INVESTIGACIONES PREVIAS

Son muy numerosas las investigaciones realizadas sobre geología general y temas específicos referidos al batolito de Achala.

Entre los primeros estudios pueden citarse aquéllos realizados por Stelzner, Brackebusch y Bodenbender a fines del siglo pasado y comienzos del presente, quienes aportaron los primeros mapas y perfiles geológicos, con referencias sobre yacimientos minerales. También pueden citarse las notas de Frenguelli y Feruglio con motivo de la realización de Geografía de la República Argentina (1946). Posteriormente Olsacher (1960) realiza la Hoja Geológica 20 h, Los Gigantes. Otro trabajo sobre geología general, con especial referencia a las rocas metamórficas, corresponde al efectuado por Gordillo y Lencinas (1979).

Debido a su interés económico, el área de Los Gigantes ha sido objeto de numerosos estudios. Entre estos, se pueden mencionar los trabajos de Lucero y Rinaldi (1972); Nicolli et al. (1972 y 1975), Lira (1985 y 1987 a y b), etc. Particularmente, desde la década del 60 y hasta la actualidad son destacables los trabajos realizados por profesionales de la Comisión

Nacional de Energía Atómica.

En cada tema tratado se hará oportuna referencia a investigaciones anteriores.

1.4. METODOLOGIA DE TRABAJO

Teniendo en cuenta que el tema específico de esta investigación ha sido la caracterización y evolución de los fluidos relacionados con los procesos de episienitización y de mineralización mediante el estudio microtermométrico de inclusiones fluidas, ha resultado imprescindible el conocimiento detallado de la geología para poder interpretar genéticamente los resultados obtenidos a partir de la aplicación de dicha técnica.

Se confeccionaron 34 cortes delgados de muestras del área de Los Riojanos, cedidas por la Gerencia de Exploración de la CNEA. Estas muestras corresponden a testigos de perforación recogidos por profesionales de la mencionada Comisión. Se ha considerado conveniente utilizar en este trabajo la misma nomenclatura (por pozo y profundidad) de las muestras (tabla I).

Por otra parte, el Dr. Lira, de la Universidad Nacional de Córdoba, ha proporcionado muestras de las episienitas y de algunos granitos de las manifestaciones La Negra, Don Alberto y Los Riojanos, con las que se efectuaron 6 cortes delgados.

Se realizaron dos campañas al yacimiento Schlagintweit, contando con el apoyo de la empresa GEOCOR S.A.. Las muestras recogidas corresponden a cuerpos episieníticos, granitos, contacto entre granito y un cuerpo episienítico y relleno de diaclasas consistente en fluorita y autunita. Se confeccionaron 12 cortes delgados y una pastilla para observación microscópica.

La primera etapa del trabajo consistió en el reconocimiento de las diversas facies petrográficas con especial interés en las diversas generaciones de cuarzo. Simultáneamente fueron seleccionándose muestras aptas para el estudio microtermométrico de inclusiones fluidas, sobre la

base de la presencia de minerales transparentes (particularmente cuarzo), portadores de inclusiones fluidas aptas para el estudio y con importancia genética dentro del contexto petrológico que caracteriza al área. De esta manera fueron seleccionadas 9 muestras para dicho estudio. Sus características ópticas fueron estudiadas bajo lupa binocular y microscopio.

Las mediciones microtermométricas fueron realizadas con una platina de enfriamiento-calentamiento CHAIXMECA, del laboratorio de Mineralogía y Petrografía del DEPGEOQUI, ex CNIE. En todos los casos en que su número lo permitiera, los datos de los estudios microtermométricos fueron analizados estadísticamente.

Se efectuaron análisis químicos de elementos mayoritarios de 14 muestras representativas de diferentes facies.

Se determinó el contenido de U total de 14 muestras en el Laboratorio Analítico de la Gerencia de Exploración de la C.N.E.A..

Muestras de algunos granitos y episienitas fueron enviados al Istituto di Geochimica de la Universidad de Roma, Italia, para determinación de contenidos de Rb, Sr y $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$.

TABLA I
MANIFESTACION LOS RIOJANOS (Testigos de perforación, CNEA)

MUESTRA	SONDEO	PROFUNDIDAD (m)	ROCA
<i>Sector Sur</i>			
LR ex 2	vertical	5,80- 6,00 8,90- 9,02 10,80- 10,90 11,70- 11,90 96,00 96,50 97,90	granito granito granito granito pegmatolde granítico similar, alterado intercalación de esquistos
LR ex 3 bis	vertical	25,00-25,60 30,30-30,40	granito granito
LR ex VII	dirigido	20,50 37,10-37,20 37,20-37,30 37,50-37,60	granito cataclasita cataclasita cataclasita
LR ex X	dirigido	36,90-37,10 37,10-37,30 37,73-37,83	granito granito granito
LR ex XI	dirigido	12,30-12,40 12,40-12,53 12,53-12,63 20,20-20,90	brecha granito con cataclasis granito con cataclasis granito en vías de epistentitización
<i>Sector Central</i>			
LR ex I	dirigido	7,60- 7,85 29,40-29,90	granito granito
LR ex II	dirigido	15,00 33,40-33,50 34,20-34,30	granito algo cataclástico granito granito
LR ex III	dirigido	25,40-25,70 40,40 47,00-47,10	granito granito granito
<i>Sector Norte</i>			
LR ex 8	vertical	100,00	metamorfitas
LR ex 11	vertical	32,60-33,10 51,50 56,40-56,50 56,50-57,10	granito metamorfitas metamorfitas metamorfitas
LR ex 16	dirigido	44,70-44,90 44,90 45,70-46,50	cataclasita cataclasita granito con cataclasis
LR ex 21	dirigido	121,70-122,00 128,70-128,80 140,40-140,60	granito granito granito

1.5. BATOLITO DE ACHALA: GEOLOGIA, ESTRUCTURA Y EDAD

El batolito de Achala, cuerpo intrusivo de composición "granítica", es el principal constituyente de la elevación de la Sierra Grande. Su eje mayor es paralelo al rumbo de dicha sierra (aproximadamente N-S) y tiene una longitud de 105 km, con un ancho máximo de 43 km. Su superficie aflorante es de 2500 km² (fig. 2).

La roca albergante está representada por sedimentitas de edad precámbrica superior afectadas por dos procesos metamórficos de carácter regional (Gordillo y Lencinas, 1979). El primer evento metamórfico (M1) habría sido de grado medio (facies anfibolita) originando gneisses tonalítico-biotíticos y migmatitas heterogéneas (gneiss inyectado); y anfibolitas, mármoles y cuarcitas, en menor proporción. El segundo episodio metamórfico (M2) habría alcanzado un grado alto (facies de granulitas) y está representado por migmatitas homogéneas con granate-cordierita-feldespatos potásicos. Ambos episodios se sitúan en el Precámbrico superior, desde 1046 ± 0,0 M.a. - 970 ± 170 M.a. a 579 ± 20 M.a. (en Linares y González, 1990).

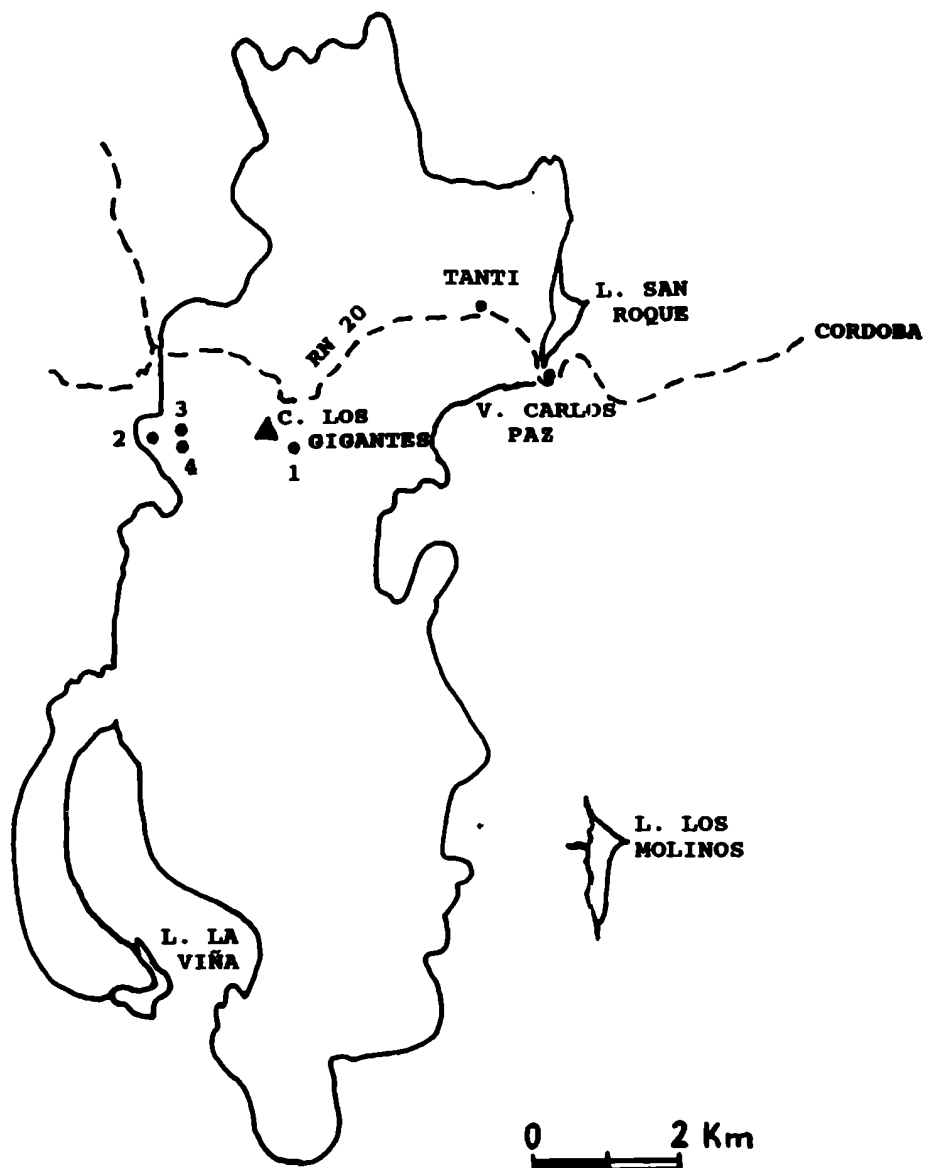
Dalla Salda (1984) determina tres direcciones principales de estructuras, interpretándolas en el concepto geotectónico. Las estructuras planares y de pliegues con orientación prácticamente E-O (D1; N 80°) serían las más antiguas, producidas en el Precámbrico superior durante una fase tectónica orogénica inicial. La segunda etapa correspondería al período de actividad del cinturón móvil, durante el cual se habrían producido dos fases deformacionales. Una, desarrollada durante el evento metamórfico principal con orientación N 330°(D2) y responsable de la marcada esquistosidad submeridiana, habría tenido lugar en el Precámbrico tardío. La segunda fase de esta etapa origina estructuras con direcciones N 20°(D3) con esquistosidad vertical o fuertemente inclinada al O. Esta fase sería anterior a la intrusión del batolito de Achala, durante el Silúrico temprano, emplazándose el cuerpo granítico según dicha dirección estructural.

Previo al emplazamiento del cuerpo de Achala, en el Paleozoico inferior, el basamento metamórfico es intruido por un stock de un gabro

BATOLITO DE ACHALA

(límites según imagen satelital)

- 1- Manifestación Los Gigantes
- 2- Manifestación Los Riojanos
- 3- Manifestación Don Alberto
- 4- Manifestación La Negra





W065-001

W065-001
S012-001

W064-001

4-52 D246-082 N 531-38/W064-52 M 6 D SUN EL40 R2059 51UNDN L2 CNIE-LANDSAT E-6170-13271-6 10OCT80





5.

$$\frac{40000}{50000} = 0.8$$
$$5472 = 30 \cdot$$

1994-2004

1245

NO 0064-52 M

6.

D SUN EL40 AZ055

1. *Chlorophyll a* and *Chlorophyll b* were determined by the method of Arar and Collins (1971).

INSTAT E-6170-1321-1 10OCT80

hornblendífero, en Cañada del Puerto, hacia el NO de la zona de estudio (Lucero y Daziano, 1984).

Posteriormente, tiene lugar el emplazamiento del batolito de Achala, cuerpo de composición calcoalcalina representada por granitos, granodioritas y tonalitas. Pegmatitas y aplitas derivadas del proceso intrusivo principal intruyen tanto el granito como las metamorfitas. Los contactos del batolito con las rocas metamórficas son netos y discordantes regionalmente.

Dataciones radimétricas efectuadas por Linares y Latorre (1969 y 1973) por el método Ar/K y Pb/alfa dan una edad de 330 a 300 M.a. (Carbónico superior). Posteriormente, Rapela (1982) obtiene una edad mínima de 399 ± 25 M.a. por el método Sr/Rb.

El cuerpo granítico y su caja metamórfica están afectados por fallamientos regionales de alto ángulo y de carácter compresivo (fallas inversas) que provocan el ascenso y basculamiento de los bloques. La orientación de estas fracturas es NNO-SSE (Gordillo y Lencinas, 1979). Esos autores determinan que el sistema de diaclasas más desarrollado dentro del batolito es el ONO-ESE y luego N-S y NO-SE.

Gordillo y Lencinas (op. cit.) opinan que el levantamiento tiene lugar antes del Carbónico. Rapela (op. cit.) interpreta que las edades devónicas y carbónicas obtenidas por Linares y Latorre (op. cit.) corresponden en realidad a la elevación por fallamiento de la Sierra Grande, evento que habría producido la pérdida de Ar por difusión. Como alternativa para explicar el rejuvenecimiento de las edades Ar/K, Rapela menciona la acción de fenómenos postmagmáticos que, según Nicolli et al. (1975) afectaron a los minerales esenciales del granito de Achala.

La intrusión del cuerpo granítico provoca fenómenos de metamorfismo térmico en la caja ya metamórfica. Según Gordillo y Lencinas (op. cit.) las aureolas de metamorfismo térmico están representadas por esquistos, semihornfels y hornfels cordieríticos donde la roca de caja (de facies de anfibolita) fue rica en biotita y muscovita, formándose cordierita a expensas de la biotita con pérdida progresiva de la esquistosidad original.

Esta paragénesis es ubicada por los mencionados autores, en la facies de hornfels hornbléndicos. Las aureolas se extienden hasta 1,5 km del contacto. La presencia de andalucita y antofilita indican el emplazamiento a relativamente poca profundidad (2-3 kb, baja presión) (Gordillo, 1976; en Lira, 1985).

Hay lamprófiros y diques de nefelinitas espacialmente relacionados con el batolito de Achala (Daziano, 1986; en Lira y Kirschbaum, 1990). Los lamprófiros son espesartitas biotíticas asignadas tentativamente al Devónico medio a tardío. Los diques de nefelinitas son fono-nefelinitas con olivina y sanidina, que intruyen al batolito durante el Paleoceno (Gordillo et al., 1983).

Inmediatamente luego de la intrusión del batolito de Achala se produjo, además, un evento de metamorfismo cataclástico (M3; Gordillo y Lencinas, 1979) que originó, entre otros, las fajas miloníticas que afectan al granito.

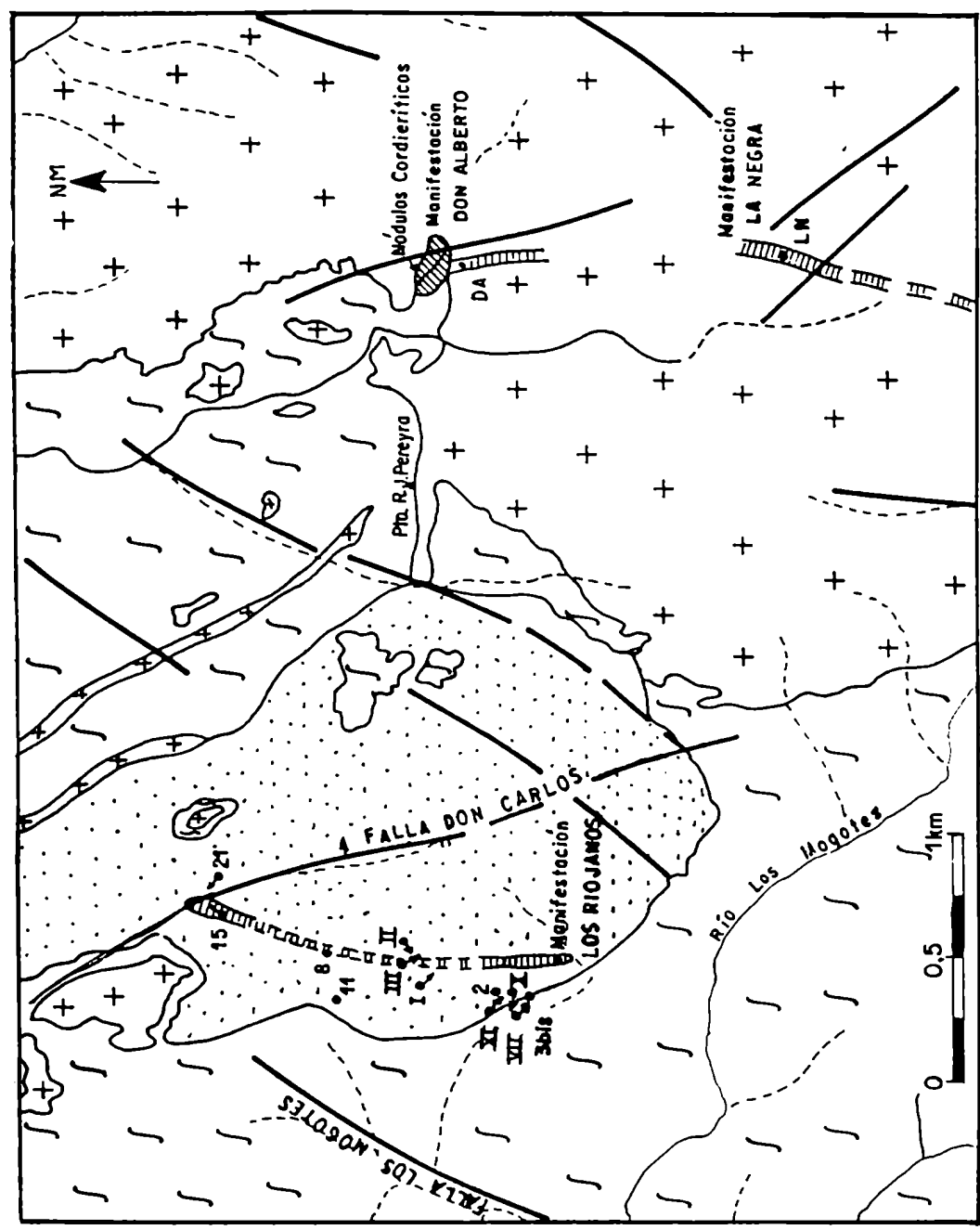
A fines del Mesozoico se habría alcanzado la configuración actual de bloques elevados y basculados.

1.5.1. Zona de Los Riojanos: Geología y Estructura (Figura 3)

En el área de la manifestación Los Riojanos aflora una facies granítica diferenciable, composicional y texturalmente, de las que predominan en la comarca. Es un monzoleucogranito muscovítico (facies A de Lira, 1985) conocido como granito de Los Riojanos. A corta distancia, hacia el oeste y sur de la manifestación, se encuentra el contacto con las metamorfitas que constituyen la caja.

Hacia el este, a una distancia no mayor de 3 km, se encuentran las manifestaciones Don Alberto (al norte) y La Negra (al sur). Allí aflora la roca de mayor predominio areal, que es el granito porfiroide (facies B de Lira, op. cit.).

FIGURA 3
AREA de LOS RIOJANOS



- REFERENCIAS
- Granito Los Rios
 - Granito porfiroide
 - Basamento metamórfico
 - Cuerpo aplítico
 - Episientas
 - Punto de perforación
 - Sondeo dirigido
 - Muestra aflorante
 - Fracturas
 - a: buzamiento
 - b: bloque hundido
- (modificado de Lira, 1985)

Localmente, en la manifestación Don Alberto, Lira (op. cit.) menciona la existencia de nódulos cordieríticos o metamorfitas térmicas producidas por reacción entre mantos pegmatoides diferenciados del granito (facies B) y el gneis de la caja.

Según Lira (1985) , el granito de Los Riojanos representa una costra o corteza marginal que ha sido intruida por el granito porfiroide. Justifica su interpretación por la infrayacencia del granito porfiroide, los contactos netos entre ambos granitos, las apófisis del granito porfiroide en la facies A y los xenolitos del granito Los Riojanos en la facies B.

La roca representativa del cuerpo es compacta, de color gris rosado, tamaño de grano mediano con variaciones finas y gruesas, pero siempre equigranular. El interés de este cuerpo radica en que presenta valores radimétricos anómalos que lo destacan de las rocas circundantes (Lucero y Daziano, 1980; Daziano, 1983).

El área está afectada por fracturas con orientación submeridiana, NNO-SSE y NNE-SSO. Particularmente, la manifestación Los Riojanos queda comprendida dentro de un bloque de diseño triangular, limitado al oeste por la falla Los Mogotes (NNE-SSO) y, al este, por la falla Don Carlos (NNO-SSE). Ambos lineamientos convergen hacia el norte (Daziano, 1983) (fig.3).

Las manifestaciones La Negra y Don Alberto están limitadas por fracturas con orientación NNO-SSE.

Lucero y Daziano (1980) reconocen cortejos de diaclasas horizontales a subhorizontales de origen tensional y de piezo-alivio, siendo las subhorizontales las que actúan como receptoras de las soluciones uraníferas.

En todo el área, y especialmente en las tres manifestaciones mencionadas, es significativa la existencia de fajas de deformación, en ocasiones episienitizadas, portadoras de la mineralización uranífera (Lucero y Daziano, 1980; Lira, 1981).

1.5.2. Zona de Los Gigantes (Yacimiento Schlagintweit): Geología y Estructura (Figura 4)

La superficie aflorante está representada mayormente por un granito porfiroide con altos valores radiométricos. Berizzo (com. verb.) indica que, regionalmente, el granito porfiroide ocupa los niveles aflorantes de menor altitud, luego se encuentra un granito foliado y por último, en los niveles superiores, aflora un granito aplopegmatítico.

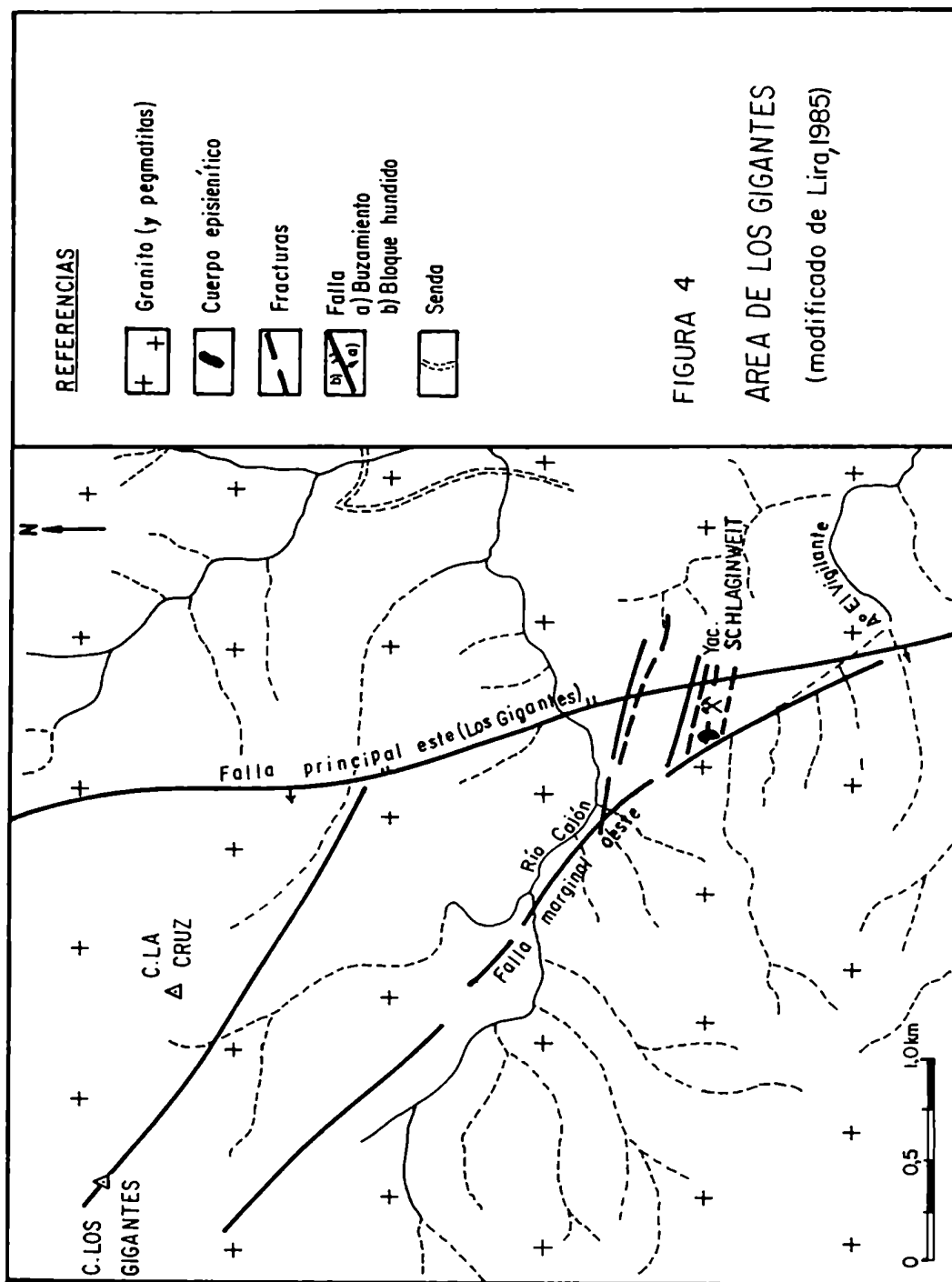
Lucero y Rinaldi (1972) indican que predomina el granito porfiroideo y las variedades de grano grueso. Describen la existencia de concentraciones tipo "schlieren" constituidas por cuarzo, feldespatos y micas, portadoras de metautunita, interpretadas como "cristalizaciones precoces diferenciadas".

Por otra parte, Nicolli et al. (1972 y 1975) mencionan también variedades normales y aplíticas, siempre de composición granítica. Respecto de variaciones composicionales, encuentran granodioritas, adamellititas y tonalitas.

El granito porfiroide es microclínico, el estado de alteración es avanzado y está muy afectado por cataclasis. Independientemente de las diferentes facies que pudieren encontrarse arealmente, es notable el alto grado de disgregabilidad que presenta el "granito", conjuntamente con un intenso diaclasamiento y fracturación. Lucero y Rinaldi (op. cit.) proponen, como posible explicación, la acción de algún tipo de alteración química, tal vez hidrotermal, además de la meteorización favorecida por la tectónica.

El área está afectada por dos grandes fajas de deformación de rumbo NNO-SSE buzantes 65 a 75° al OSO que, según Lucero y Rinaldi (1972) representan los límites orientales de los dos escalones tectónicos al E de la Sierra Grande. La fractura oriental es la llamada "falla del Matadero" (Gross, 1948).

La fractura más importante es la situada al oeste, denominada Los Gigantes o Schlagintweit según los diferentes autores.



La faja de deformación tiene una potencia entre 50 y 100 m, con un retroceso de la escarpa de 200 a 300 m hacia el O, produciendo un abrupto paredón merced a la erosión (Lucero y Rinaldi, op. cit.)

Ambas fracturas son de carácter compresivo, evidenciado por la falta de espacios abiertos y por la gran producción de milonitas en el interior de las mismas (Lucero y Rinaldi, op. cit.).

Otro juego de fracturas compresivas, un tanto más tardías según Nicolli et al. (1972), de rumbo casi ONO-ESE y por lo tanto convergente con las anteriores origina estructuras angulares que han servido de vía de transporte y entrapamiento de las soluciones uraníferas. Particularmente, el yacimiento Schlagintweit está ubicado en esta posición, sobre la falla homónima (Anzulovich, 1967; en Lira, 1985) entrampado por la falla marginal oeste (figura 4), conformando un sector muy fracturado y diaclasado (Lucero et al., 1972). De la misma forma, sobre la falla Schlagintweit y hacia el N y S, respectivamente, del yacimiento homónimo, se ubican la manifestación nuclear Los Europeos y Cerro Aspero (Lucero et al., op. cit.). Estos autores citan también la existencia de fracturas tensionales, transversales, originadas por movimientos de acomodación.

Parte de las diaclasas que afectan el granito están rellenas por fluorita (antozonita) acompañada por autunita. Este último mineral también tapiza superficies libres del granito. Tal es su abundancia, que se considera como mena de uranio. Según Lucero et al. (1972), las diaclasas subhorizontales son las que alojan la mayor parte de la mineralización uranífera.

Los destapes producidos por la explotación del yacimiento expusieron un cuerpo aparentemente tabular, con digitalizaciones unidas por venas delgadas que atraviesan el granito. (Esto se comprobó en superficie; se espera que en profundidad sea un cuerpo homogéneo, como sucede en algunos yacimientos en Francia; Carrizo, com. verb.). Aproximadamente tendría unos 5 a 7 m de potencia y unos 80 m de corrida, con dirección aproximada 345° (Carrizo, 1987 y 1988, com. verb.). Este cuerpo tiene las características de una episienita. La roca es de coloración rosado-naranja, fácilmente disgregable y está compuesta fundamentalmente, por feldespatos y muy poco a

escaso cuarzo. Su aspecto es muy similar al de las episienitas de las manifestaciones La Negra y Don Alberto.

El contacto con el granito es claramente distinguible por el cambio de coloración, rosado-naranja en la episienita, rojizo oscuro en el granito. Carrizo (com. verb.) señala que se descubrieron otros cuerpos de similares características, que desaparecieron durante trabajos de extracción de material.

El cuerpo principal se halla ubicado en el sector occidental de la explotación, cercano a la faja de deformación de la falla marginal oeste (fig. 4). Una pequeña falla de rumbo casi E-O provoca el desplazamiento de rumbo del cuerpo episienítico (Carrizo, op. cit.).

1.6. FAJAS DE DEFORMACION - EPISIENITAS: Generalidades

Lucero (1980) y Lucero y Daziano (1980) se refieren por primera vez a la mineralización de uranio en rocas cataclásticas en el sector occidental del batolito (área de Los Riojanos). Denominan "fajas de deformación" a unos cuerpos lenticulares de 5 a 20 m de potencia constituidos por "verdaderas cataclastitas" de las rocas graníticas más finas. Según sus observaciones, dichas fajas siguen sistemas de diaclasas subhorizontales hasta subverticales con orientación preferente N-S a NE-SO. La intensa coloración presente, es atribuida a la liberación de hierro a partir de los minerales máficos.

Lira (1985) se refiere a tectonitas con grado variable de cataclasis, distinguiendo, en el campo, dos tipos principales: fajas rojas y rosadas, y fajas claras con sericitización predominante. Entre el primer grupo, las fajas rojas serían derivadas de las facies graníticas normales; las rosadas serían originadas a partir de concentraciones feldespáticas (Lira, op. cit.). Si estas rocas sufren, además, otros procesos, pueden transformarse en episienitas.

El término episienita se emplea para calificar a aquellas rocas que,

siendo originalmente graníticas, sufrieron una desilicificación que las transformó en rocas porosas, libres de cuarzo magmático. El proceso, denominado episienitización, involucra transformaciones complejas. El aspecto de las rocas es determinativo y, Maisonneuve et al. (1984) indican que pueden ser comparadas con verdaderos "boxworks" en los que la especie disuelta es el cuarzo.

Según Cathelineau (1987) las episienitas son producto de alteraciones subsólidas de granitoides. Estas alteraciones consisten principalmente en la lixiviación total del cuarzo, lo que produce un incremento significativo en la permeabilidad de la roca. De esta manera, se convierten en rocas reservorio y pueden actuar como vías de circulación preferencial de fluidos hidrotermales y supergénicos. La transformación puede estar acompañada o no por metasomatismo sódico o potásico y por alteración de minerales micáceos, lo que genera determinados cambios químicos (Cathelineau, 1985).

La transformación de la roca sana o fresca en roca alterada o episienita tiene lugar, invariablemente, en áreas de deformación de granitos (entre otros autores, Cheilletz y Giuliani, 1982).

La importancia de estas rocas radica en que frecuentemente son portadoras de mineralizaciones de uranio.

Leroy (1978) distingue dos tipos de episienitas: feldespáticas y micáceas, de acuerdo con las diferentes transformaciones ocurridas. En el primer caso (episienitas feldespáticas) además de la desaparición del cuarzo granítico, se produce una albitización del feldespato potásico y de la plagioclasa, aparición de adularia en el extremo del proceso y cloritización de la biotita. En el caso de la episienita micácea, desaparece el cuarzo y los feldespatos (potásico y plagioclasa) son alterados al igual que la biotita. El mineral estable es la muscovita.

Daziano (1980; en Lira, 1985) se refiere a las fajas de deformación empleando el término desili-leucogranito. Lira (1981) inicia los estudios petrográficos y petrológicos de estas rocas, en el área de Los Riojanos.

En general, son cuerpos lenticulares cuyo contacto con la roca

granítica se establece a lo largo de algunos centímetros, diferenciándose netamente por la disminución del contenido de cuarzo, la ausencia de micas y la característica coloración rosado-rojiza (Lira, 1985; Montenegro, 1988).

Lucero y Daziano (1982) proponen que las fajas de deformación son formaciones petrodiferenciadas gravitacionalmente durante los procesos de consolidación granítica, diferencialmente afectadas por procesos tectónicos por desigualdad de competencia respecto del granito que las aloja.

Lira (1985) afirma que estos cuerpos deformados están asociados, espacialmente y sin excepción, a líneas de fracturación y que consisten, fundamentalmente, en concentraciones de feldespatos alcalinos. Este autor desarrolla un esquema de evolución de las episienitas de Los Riojanos, La Negra y Don Alberto, basado en el propuesto por Giuliani y Cheilletz (1983).

2. CARACTERES LITOLÓGICOS

Se presenta la descripción petrográfica de acuerdo con el grado de deformación tectónica y recristalización con neomineralización que manifiesta cada roca. De esta manera, se han considerado tres grupos:

- 1- granitos frescos o sanos;
- 2- granitos tectonizados en grado variable y en proceso de episienitización; y
- 3- granitos transformados o episienitas.

Esta subdivisión se ha efectuado teniendo en cuenta el importante papel que juega el tectonismo en la formación de las episienitas.

2.1. GRANITOS O FACIES SIN TRANSFORMAR

2.1.1. Manifestación Los Riojanos

En el área de la manifestación nuclear Los Riojanos, la roca que constituye el batolito es un **monzoleucogranito muscovítico** de color gris rosado. La textura es granosa; el tamaño de grano, mediano con variaciones gruesas y finas, e hipidiomórfica. La composición modal promedio es: 35% de cuarzo, 30% de microclino, 25% de plagioclasa y 10% de micas. Los minerales accesorios son rutilo, apatita, óxidos de hierro (en parte opacos) y uraninita.

El cuarzo se presenta en cristales anhedrales con extinción ondulante a fragmentosa y ocasionalmente relámpago. Aloja inclusiones aciculares de rutilo. Los granos están atravesados por trenes de inclusiones fluidas. Su cristalización es tardía, siempre dentro de la etapa magmática, encerrando cristales de plagioclasa. En posición de extinción se observan muescas o "cicatrices" iluminadas. También aparece intercrecido con microclino, generalmente como gotas con extinción fragmentosa, o bien en forma de bastones si la sección es perpendicular a la anterior. Está también intercrecido con muscovita (simplectitas) reemplazante de microclino. En ocasiones se puede ver pequeñas gotas de cuarzo en el borde de granos de microclino, en el contacto con la muscovita.

El feldespato potásico tiene macla en arpillera (combinación de leyes de Albita y Periclino) y puede tener macla de Carlsbad. Presenta pertitas filiformes, entrelazadas y en parche. Algunas de estas pertitas son producto de la albitización tardía que afecta el granito. En ocasiones el proceso está tan avanzado que quedan núcleos de microclino dentro de la plagioclasa. El feldespato es reemplazado por muscovita. También está argilitizado. Algunas secciones no tienen macla en arpillera pero, por su coexistencia con feldespato maclado, se presume que se trata de la misma variedad triclinica. Es común que una misma sección muestre maclado sólo por sectores. Es invadido por cuarzo que puede, incluso, englobarlo. Son siempre granos anhedrales.

La plagioclasa, de composición albitica (An 4-8, determinada por el método de Michel-Lévy), constituye cristales subhedrales. Tiene macla según

ley de Albita y, en ocasiones, según ley de Periclino o Carlsbad. Está afectada por muscovitización, sericitización y argilitización en mayor grado que el microclino. Las láminas de muscovita se disponen preferencialmente según las líneas de clivaje (001) y (010) de la plagioclasa. Aloja inclusiones de apatita prismática y de apatita acicular. Se identifica una segunda generación de plagioclasa, representada por individuos generalmente anhedrales, de carácter intersticial, no tan afectados por las alteraciones, que reemplazan al microclino y pueden formar un reborde en la plagioclasa preexistente. La determinación por el método de Michel-Lévy no es factible pero, su índice de refracción es menor que el de la anterior por lo que puede considerarse que es más ácida. La muscovitización no es tan importante.

La mica es de tipo muscovita aunque gran parte de la misma evidencia derivar de biotita. Inclusive, en algunas muestras quedan pequeñas láminas relicticas, con pleocroismo del castaño rojizo al incoloro o verde pálido, según la muestra. El cuarzo puede contener inclusiones de láminas de biotita totalmente fresca (LR ex 21: 140,40-140,60 m). A partir de ese estado puede observarse toda la secuencia, en diferentes muestras, de la desferrización y cloritización de la biotita. De esta manera, es posible encontrar láminas de mica incolora, con débil pleocroismo, asociada a minerales opacos (óxidos de hierro), con óxidos de hierro de color rojizo a lo largo de sus líneas de clivaje, con 2V prácticamente de 0°, con inclusiones de circón con halo pleocroico (no muy comunes). La cloritización, si bien no tan frecuente, también está presente, con separación de óxidos de hierro y de abundante titanita comunmente pleocroica. Son, en general, láminas de gran desarrollo. Otro tipo de muscovita es aquél que aparece alterando y reemplazando a los feldespatos (tanto plagioclasa como F.K.) e intersticialmente en toda la roca, a veces en láminas grandes. Generalmente está acompañada por escamas de sericita.

Entre los minerales accesorios, el que adquiere mayor importancia, tanto por su abundancia como por su ubicuidad, es la apatita. Este mineral aparece en secciones prismáticas subhedrales o totalmente anhedrales. Generalmente está alojada en la plagioclasa, menos frecuentemente en microclino y sólo en contadas ocasiones en cuarzo o intersticialmente. Contiene inclusiones fluidas y sólidas. En algunas muestras es notable el grado de corrosión (alteración ?) de los granos de apatita, perdiéndose todo vestigio de caras cristalinas. Es común que los individuos prismáticos subhedrales de gran desarrollo, estén fracturados. También hay apatita acicular en plagioclasa, que se orienta paralela y perpendicular a las líneas de macla. Ocasionalmente se encuentra circón incluido en biotita desferrizada, pero su abundancia es despreciable. Asociado al circón se encuentra un opaco que también genera halo coloreado, pleocroico, muy evidente en la mica desferrizada. También se ha observado circón como inclusión en apatita o intersticial. Se ha encontrado además uraninita como inclusión en el cuarzo (LR ex 11: 32,60-33,10 m).

Respecto al rutilo, ya se hizo referencia al hablar del cuarzo. Otros minerales accesorios accidentales son la fluorita (LR ex 21; 140,40-140,60 m) que es intersticial o está asociada a muscovita y a plagioclasa; y turmalina, también intersticial y con zonación del color (LR ex 3 bis; 25,00-25,60 y LR ex 11; 32,60-33,10 m). Ocasionalmente hay titanita y clorita intersticial (LR ex X; 37,10-37,30 m). Oxidos e hidróxidos de hierro penetran por planos de maclas, clivajes y fracturas. Además hay opacos posiblemente derivados del proceso de desferrización de la biotita.

Como procesos tardíos se destacan la muscovitización y albitización que afectan íntegramente a estas rocas y, localmente, fluoritización y turmalinización.

2.1.2. Manifestación Don Alberto

Es un granito porfiroide, de grano grueso a mediano, e hipidiomorfo. El carácter porfiroideo está dado por el desarrollo de megacristales de microclino. Está constituido por cuarzo (35%), microclino (35%), plagioclasa (20%) y micas (10%), con apatita, circón y rutilo como accesorios.

Los cristales de cuarzo son anhedrales, la extinción es fragmentosa y relámpago en algunos granos. Incluye agujas de rutilo que constituyen una trama muy densa, e inclusiones fluidas dispuestas según lineaciones o trenes. Encierra fragmentos de plagioclasa sericitizada, de microclino con glóbulos de cuarzo, láminas de biotita y acículas de apatita. Está afectado por fracturas, algunas de las cuales están selladas con atrape de óxidos de hierro. Plagioclasa y microclino tienen glóbulos de cuarzo portador de agujas de rutilo.

El microclino constituye cristales anhedrales cuando forma parte de la fracción de menor tamaño y subhedrales en los megacristales. Es muy escaso en la fracción fina. No todos los individuos presentan la macla en arpillera, algunos carecen de todo tipo de macla (en particular los que forman parte de la fracción más fina) y en otras secciones sólo se ve macla según una ley. Todos los megacristales exhiben macla según ley de Carlsbad. Contiene pertitas de diferente tipo.

La plagioclasa es de tipo oligoclasa con tablillas sub a euhedrales, generalmente fracturadas. Pueden desarrollar estructura en "tablero de ajedrez" y comunmente se observa inversión del maclado. Sin alcanzar el grado de megacristal, algunos individuos presentan mayor desarrollo, son muy anhedrales y generalmente no tienen macla según ley de Albita. Hay avance del cuarzo sobre la plagioclasa, generándose bordes de reacción. También hay intercrecimientos vermiformes entre muscovita y la plagioclasa, paralelos a las líneas de macla. Por sectores, está afectada por muscovitización, mientras que la argilitización y sericitización son generales.

La biotita es castaña, muy pleocroica y tiene pérdida de hierro, con producción de titanita. Los planos de clivaje pueden estar flexurados. Algunas secciones están levemente cloritizadas. Incluye anatasa, circón y grandes cristales de apatita, muy fracturados e inclusores, a su vez, de circón. Contiene numerosos halos pleocroicos, no siempre atribuibles al circón (algunos podrían ser originados por apatita). Hay biotita intercrecida con muscovita cuando da origen a la última, pero también hay muscovita primaria. Otro tipo de muscovita es aquella formada como reemplazo de los feldespatos. La muscovita y el cuarzo pueden formar mirmequitas en el contacto con el microclino, o sobre él.

Los minerales accesorios son los ya mencionados apatita, circón, rutilo y anatasa.

2.1.3. Manifestación Los Gigantes

En el área de la manifestación nuclear Los Gigantes o yacimiento Schlagintweit la roca es un **granito porfiroide** de coloración gris oscura a gris clara, de tamaño de grano mediano a fino con megacristales aislados de feldespato potásico. En la fracción más fina se identifica, macroscópicamente, feldespato, cuarzo y biotita. La roca no es muy tenaz y, localmente, tiene manchones de coloración naranja producidos por la pérdida de hierro por parte de la biotita. Independientemente del carácter porfiroideo, se nota una leve foliación por orientación subparalela de las micas. El granito fresco cercano al contacto (50 cm) con la episienita está compuesto por microclino (35%), cuarzo (30%), plagioclasa (25%) y micas (10%) dispuestos según una textura granosa, mediana a fina e hipidiomorfa.

El microclino es anhedral, pertítico, con o sin macla en arpillera, también puede tener macla de Carlsbad. Aloja glóbulos de cuarzo. Está afectado por muscovitización y argilitización. En cambio, los individuos de la fracción gruesa son subhedrales a euhedrales.

El cuarzo es límpido y anhedral, con extinción fragmentosa a relámpago. Tiene inclusiones de rutilo acicular e inclusiones fluidas en trenes. Invade a los minerales anteriores. Hay evidencias de cristaloblastesis que encierra minerales anteriores como por ejemplo plagioclasa y microclino incluso de biotita. Esos relictos no asimilados se disponen zonalmente debido a procesos de autocatarsis (Augusthitis, 1973) por los cuales el cuarzo tiende a expulsarlos. Cuando la muscovita reemplaza a la plagioclasa, se genera cuarzo en intercrecimientos de tipo simplectítico.

La plagioclasa constituye cristales hipidiomorfos que pueden tener macla de Carlsbad. Aloja agujas de rutilo. Está argilitizada y muscovitizada, hecho que impide la determinación de su composición por el método de Michel-Lévy. Lucero y Rinaldi (1972) y Nicolli et al. (1972) señalan que la oligoclasa es la plagioclasa más común. Es inclusora de apatita.

La biotita es castaña, muy pleocroica. Hay pasaje a muscovita con separación de minerales opacos en gran cantidad, y titanita. También puede estar cloritizada. Incluye apatita, circón y agujas de rutilo. Esta mica puede alojar feldespato potásico en los planos de clivaje donde las láminas se curvan. Cuarzo y plagioclasa engloban hojas de biotita. A su vez, el cuarzo penetra a través de los planos de clivaje de la biotita, rompiendo y separando las láminas.

Respecto de la muscovita, pocas láminas son de origen primario. Tienen gran desarrollo y no reaccionan con biotita aunque esté en contacto con ella. Pueden estar flexionadas y alojan cuarzo globular. Prácticamente toda la muscovita es derivada de biotita. Son láminas de regulares dimensiones, débilmente pleocroicas y están asociadas a minerales opacos que se disponen en las líneas de clivaje. Otro tipo de muscovita es aquella que reemplaza a los feldespatos formando intercrecimientos vermiformes o escamas de sericita o tablillas chicas de muscovita.

Entre los minerales accesorios, además del rutilo acicular alojado en biotita y cuarzo, es muy abundante el circón como inclusión en biotita y

biotita desferizada y algo menos en microclino. Hay circón intercrecido con óxidos de hierro. La apatita es también importante respecto de su abundancia. Aparece como inclusión en biotita pudiendo, a su vez, incluir circón. Son cristales grandes, no corroídos, hecho que es tan común en la roca transformada. Con mayor frecuencia, la apatita está alojada en plagioclasa. Hay muchos minerales opacos sobre muscovita y plagioclasa.

2.2. GRANITOS AFECTADOS POR CATACLASIS

El monzoleucogranito de Los Riojanos y el monzogranito porfiroide de representación regional revelan, al microscopio evidencias de cataclasis en grado variable. Algunas muestras están afectadas además, por la acción de procesos hidrotermales o deutéricos en diversa escala, de manera que se encuentran en el estadio inicial de la episienitización.

La acción cataclástica no se evidencia con igual intensidad en todas las rocas, ni en todos los sectores de cada muestra. De esta manera existiría un pasaje gradual desde el granito prácticamente fresco y no afectado por cataclasis hasta la roca muy tectonizada y a veces, episienitizada.

En el área de **Los Gigantes** el contacto con la roca transformada (episienita) se identifica, fundamentalmente, por un cambio notable en la coloración de las rocas. El granito en las proximidades al contacto es de coloración rojiza oscura por la presencia de óxidos de hierro, y es muy deleznable; mientras que la episienita es de color naranja. En muestra de mano se identifican megacristales de microclino. Las micas son de tipo muscovita y están bastante alteradas (aspecto sericítico, con brillo sedoso y color blanco).

Microscópicamente en el contacto se evidencia un aumento en la fracturación de los feldespatos y en el contenido de muscovita, causado por la transformación de la biotita.

El cambio en la coloración es neto y va acompañado, justamente en el contacto, por una disminución en el tamaño de grano, como si la roca hubiese sido triturada.

El granito de este contacto representaría uno de los **primeros grados de cataclasis**.

La textura es granosa alotriomorfa, levemente porfírica. Los minerales (feldespato, cuarzo, micas) están muy fracturados, inclusive hay zonas donde se llega al grado de trituración. Todos los minerales están cubiertos por óxidos de hierro y arcillas. Los individuos de mayor tamaño están más limpios. Está compuesto por microclino (35%), cuarzo (30%), micas (20%) y plagioclasa (15%). El microclino es poco peritítico, está argilitizado en grado variable y aloja glóbulos de cuarzo. El cuarzo es límpido, con extinción fragmentosa a mortero, inclusive con recristalización. Tiene una densa trama de agujas de rutilo. Ya sea en microclino o en muscovita, el cuarzo globular también tiene agujas de

rutilo. Fracturas sin recrystalizar son rellenas por sericita. Excepto por la extinción, conserva las características del cuarzo en el granito sin cataclasis.

Las micas presentes son biotita y muscovita. La biotita es más abundante, pero está casi totalmente desferrizada. Los óxidos de hierro y la titanita que se separan forman grumos en las líneas de clivaje. Pueden tener restos de pleocroismo. Tiene inclusiones de apatita con halo pleocroico y de circón. Es notable la cantidad de opacos que se generan y que se esparcen por todos los demás minerales. Parte de esa muscovita derivada de biotita conserva agujas de apatita, laminillas escamosas, óxidos de hierro rojizos, incipiente anatasa. La extinción es ondulosa. Cuando está en contacto con el cuarzo se observan intercrecimientos cuarzo-muscovita (biotita), además de las láminas que se difunden a lo largo de fracturas del cuarzo o que se curvan alrededor de fragmentos de este mineral. Esto tiene similitud con los núcleos sericitico-cloríticos de las episienitas.

Hay grandes láminas de muscovita que alojan cuarzo globular, apatita y circón. Hay simplectitas entre la muscovita y el microclino. Además hay muscovita como reemplazo de los feldespatos.

La plagioclasa aparece en cristales subhedrales, fracturados, afectados por escasa sericitización, muscovitización y argilitización. Aloja agujas de rutilo y está cubierta por minerales opacos y clorita.

Los minerales accesorios son apatita y circón incluidos en biotita y muscovita. La apatita constituye cristales grandes y muy fracturados que, a su vez, pueden incluir otros cristales de apatita con hábito acicular. Este tipo de apatita aparece también en cuarzo, en feldespatos y en la biotita desferrizada.

Dentro de los **primeros grados de cataclasis** se incluye también al granito de la perforación LR ex III (25,40-25,70 m de profundidad) ubicado sobre la faja episienitizada de Los Riojanos (Montenegro, 1987). Es un monzoleucogranito constituido por microclino (45%), cuarzo (30%), plagioclasa (20%) y micas (5%), con textura granosa mediana a gruesa, hipidiomórfica.

El microclino es peritítico y los cristales son de tamaño variado. Aloja cuarzo globular. Los cristales presentan fracturas invadidas por muscovita. Esta mica se intercrece con el cuarzo globular en simplectitas dentro del feldespato. Los granos de microclino pueden haber sido rotados y recrystalizados. En general la fase sódica es la más afectada por la argilitización. De la misma manera, la muscovitización-sericitización afecta a ambos feldespatos, pero es más notable en la fase sódica.

El cuarzo constituye siempre cristales anhedrales con extinción en ocasiones relámpago y en general mortero-fragmentosa. Algunos contactos entre los granos son suturados. Contiene inclusiones de agujas de rutilo y muy pocas laminillas de biotita. Tiene bastantes impurezas.

La plagioclasa, albitica (An 4-8), también aparece en cristales de tamaño variado. Las tablillas de mayor tamaño son las más afectadas por la

argilitización y sericitización que, en casos alcanza el grado de muscovitización.

La muscovita reemplaza a los feldespatos. Avanza sobre el microclino formando intercrecimientos simplectíticos. Cuando constituye láminas de mayor tamaño está asociada a óxidos de hierro, hecho que sugiere su derivación a partir de biotita. Por otra parte y, coincidiendo con lo anterior, el ángulo 2V es cercano a 0°. También se observa pasaje a sericita, óxidos de hierro y clorita. Sólo hay restos frescos de biotita como inclusión en el cuarzo. Ambas micas presentan flexuras.

Como mineral accesorio se encontró apatita en cristales de tamaño variable, como inclusión en la plagioclasa.

En orden creciente respecto de los efectos de la acción cataclástica se ubica a la muestra **LR ex II**, de 15 m de profundidad, del área de la manifestación nuclear Los Riojanos. Es similar a la anterior. Los minerales, particularmente los feldespatos, están muy fracturados. La plagioclasa tiene un maclado muy difuso. Las fracturas que la atraviesan están invadidas por sericita que también se dispersa por el resto del grano, reemplazándolo. Además está afectada por muscovitización. Hay óxidos de hierro en las fracturas. Incluye apatita. El microclino está invadido por muscovita y sericita e intercrecido con cuarzo. Este último mineral aparece en cristales grandes, con extinción relámpago-ondulante. Por sectores un mismo grano puede estar granulado (triturado) y muy suturado (recristalizado). Es cuarzo limpio. En otros casos los contactos son poligonales y el grano tiene hábito prismático largo. Tiene muchas impurezas que le dan aspecto turbio; estas impurezas se ubican en lineaciones o por zonas del grano quedando el resto más limpio. Tiene muy pocas inclusiones de rutilo. Se distinguen aquí, entonces dos tipos de cuarzo, el cuarzo secundario, recristalizado con extinción relámpago a ondulosa y numerosas impurezas y; otro cuarzo límpido con extinción fragmentosa.

Hay zonas ricas en sericita-muscovita que alojan granos de cuarzo más chiquitos, algunos con extinción ondulante y otros relámpago. No puede determinarse si es fracturado o recristalizado. Son anhedrales, excepto muy pocos casos en que es totalmente euhedral. Hay intercrecimientos simplectíticos del cuarzo con la mezcla de sericita-muscovita (biotita). Además de estos minerales escamosos, hay biotita desferizada (en láminas de mayor tamaño) y muchos óxidos de Fe opacos y rojos. La biotita puede pasar a sericita. Aparentemente toda la muscovita es derivada de biotita. Se observaron crecimientos secundarios del cuarzo que encierran líneas de sericita paralelamente a caras cristalinas. Las micas están flexuradas e incluso plegadas.

Sería un **granito tectonizado** con el cuarzo y demás minerales fracturados y recristalizados. Tiene dos zonas subparalelas muy fracturadas donde puede llegar hasta el grado de microbrecha. En estas zonas está la mayor concentración de sericita.

La muestra **LR ex 15** está ubicada sobre la porción N de la faja

episienitizada de Los Riojanos (fig. 3). Es un sondeo dirigido hacia la falla Don Carlos. La fracción de 45,70-46,50 m de profundidad es un **granito con efectos de cataclasis**. La muestra de la misma perforación, pero correspondiente a los 44,70-44,90 m de profundidad es también un **granito con cataclasis**. La fracción de los 44,90 m de profundidad corresponde a una **microbrecha o cataclasita** que, por zonas pasa a una roca con **recristalización y con direccionalidad en la fracturación y recristalización**. Esta roca sería lo que Higgins (1971) denomina gneis milonítico.

La fracción de 45,70-46,50 m se compone por un 60% de feldespatos, 25% de cuarzo y 15% de muscovita. Los feldespatos están representados por microclino y, en menor proporción, por plagioclasa. El microclino es pertítico. La fracción sódica es más atacada por las arcillas. La albitización puede penetrar a lo largo de fracturas. También aloja cuarzo en relación gráfica. En general, el microclino es reemplazado por cuarzo y albita y es atacado por muscovita. La plagioclasa está intercrecida con cuarzo y microclino. Hay cristales frescos, producto de la albitización, y otros, más cálcicos, invadidos por sericita-muscovita y arcillas. El cuarzo tiene extinción ondulosa a mortero y por sectores es fragmentoso. Las lineaciones con inclusiones fluidas son paralelas y subparalelas entre sí y son posteriores a la formación de plagioclasa y microclino. Finalmente es afectado por una fracturación sin sellar. Aloja además inclusiones aciculares de rutilo y cuando se ubica en las zonas fracturadas puede tener cloritas. Invade a ambos feldespatos. Hay fragmentación. La muscovita se origina como reemplazo de los dos feldespatos. Las láminas de mayor tamaño están flexuradas, con fracturas ocupadas por hidromuscovita. Algunas láminas son producto de la pérdida de Fe de la biotita ya que están asociadas a minerales opacos y conservan un débil pleocroismo. Como accesorios se encontró escaso circón y abundante apatita intersticial, en grandes cristales anhedral. Además hay opacos euhedrales, posiblemente pirita.

La fracción de 44,70-44,90 m muestra, por zonas, mayor grado de trituración de los minerales. También hay microclino pertítico y plagioclasa. Los granos de cuarzo están formados por fragmentos; los contactos son interpenetrados y hay láminas o bandas con extinción ondulosa perpendicular al eje c. Está fracturado relleno por cuarzo microcristalino. Tiene escasas inclusiones aciculares de rutilo cortadas y giradas por la fracturación. También hay fracturas selladas con atrape de inclusiones fluidas. Estas fracturas son generalmente, paralelas y subparalelas, y pueden pasar a granos vecinos. Hay muscovitización y hay biotita desferrizada con inclusiones de circón, asociada a titanita y minerales de hierro. Las láminas pueden estar flexuradas. La apatita se presenta en cristales de diferente tamaño, en general anhedral, corroída y con inclusiones de color negro a rojizas y pulverulentas.

La fracción de los 44,90 m, originalmente un granito, está compuesta por cuarzo (30%), microclino (45%), plagioclasa (15%) y muscovita (10%). La plagioclasa tiene las maclas flexuradas. Además hay fracturación de las tablillas y los espacios generados pueden estar ocupados por óxidos de Fe y cuarzo. La composición es albitica aunque algo más básica que en los restantes granitos. El cuarzo tiene extinción mortero a fragmentosa. Son granos anhedral; algunos presentan caras cristalinas producidas por recristalización. Por zonas la cataclasis se evidencia por la orientación

paralela de granos de cuarzo y microfracturas con inclusiones fluidas elongadas según el eje c. Muchos granos al quedar en extinción muestran muescas iluminadas. También se encontró circón. Por sectores el grado de cataclasis es mayor, originándose un mosaico de grano fino constituido por fragmentos de cuarzo (a veces orientados paralelamente) y de feldespatos inmersos en un material mucho más fino que consiste en clorita mezclada con sericita y óxidos de hierro. Este material fino invade planos de clivaje, contactos intergranulares de toda la roca y fracturas con orientación paralela y subparalela a los trenes de inclusiones fluidas. En esta zona la apatita está muy fracturada. Además hay pirita y, según las observaciones de Lira (1985), pechblenda. Este sector corresponde a la microbrecha. Además hay una venilla compuesta por cuarzo en un mosaico granoblástico que aloja cubos de pirita rodeados por pechblenda. La potencia de esta venilla es inferior a los 0,5 mm. En muestra de mano se distinguen venillas de oxidación hematítica y/o limonítica que también penetra por planos y contactos intergranulares. Las zonas de mayor trituration son subparalelas. El cuarzo ha quedado como porfiroclastos orientados, rodeado por material sericítico-clorítico. Contactos en sutura y algunas caras cristalinas del cuarzo indican incipiente recrystalización. En cambio, hay zonas donde predominó este proceso, manifestado particularmente en el cuarzo, que engloba fragmentos rotados de plagioclasa y/o microclino. La roca sería entonces, una microbrecha (según Higgins, 1971) que, por zonas tiene direccionalidad en la fracturación y cierto grado de recrystalización.

La perforación LR ex XI que está ubicada sobre el borde occidental del monzoleucogranito de Los Riojanos (fig. 3) (Montenegro, 1987) es un sondeo dirigido que, posiblemente en profundidad intersecte a un cuerpo episienítico, de acuerdo con las características petrográficas de los testigos de perforación.

La fracción de los 12,40-12,53 m de profundidad está compuesta por una roca que manifiesta diferentes grados de cataclasis. La zona de menor deformación es un granito con cataclasis. Está constituido por feldespatos (microclino y plagioclasa), cuarzo y micas. El microclino presenta el carácter pertítico ya descrito. La plagioclasa, también como antipertitas, es albitica; en tablillas hipidiomorfas. Puede tener macla según ley de Carlsbad e incluye cristales de apatita. Ambos feldespatos están afectados por muscovitización y pueden tener núcleos de sericita. El cuarzo es anhedral y tiene extinción mortero a fragmentosa. Puede quedar rodeado por sericita que penetra por contactos intergranulares y fracturas, generándose, en espacios mayores, concentraciones de material sericítico-clorítico. El cuarzo puede tener contacto en caries directo con este material. Al respecto y, de acuerdo con Malvicini y Saulnier (1987), los contactos en caries pueden ser directos o inversos por lo que no se podría determinar cual es la fase reemplazada. Sin embargo, las observaciones llevan a considerar que son, en parte, feldespatos muscovitizados y la muscovita derivada de biotita) los que dan origen a la abundante sericita. Donde sericita se originó a partir de la biotita transformada a muscovita hay gran cantidad de óxidos de hierro. El cuarzo es portador de agujas de rutilo orientadas según tres direcciones preferenciales: perpendiculares al eje c; a 44° hacia la izquierda; y a 40° hacia la derecha del mismo eje. Las masas sericítico-cloríticas alojan cristales de apatita y pirita. Incluyen también minerales opacos de hábito regular, casi circular, que a su alrededor, en la sericita desarrollan un halo de disturbación.

Gradualmente se pasa a una zona donde el cuarzo se torna más fragmentoso. Está intercrecido con muscovita en forma de "fleclos" (a través de las láminas de clivaje). Parte de esa muscovita es derivada de biotita. Este cuarzo contiene óxidos de Fe, cloritas y sericita que probablemente son producto de la desferrización de la biotita. La extinción es en mortero. Hay **sectores de grano fino**, triturados, constituidos por fragmentos de feldespatos. Granos anhedrales y pequeños de cuarzo (con rutilo y extinción relámpago a fragmentosa) y de microclino pueden quedar dentro de las masas de sericita-muscovita. Se ha observado que la parte central de algunos granos de cuarzo tiene agujas de rutilo. La porción externa está intercrecida, a través del clivaje, con la muscovita derivada de biotita, esta parte tiene extinción relámpago y aloja cloritas y óxidos de Fe. Posiblemente, entonces, el cuarzo magmático, portador de rutilo en agujas, haya sufrido crecimiento secundario (recristalización) que se relaciona con la muscovita. Parte de este cuarzo recristalizado es subhedral, portador de inclusiones fluidas acuosas, monofásicas (líquidas) o bifásicas pero con burbuja de reducido volumen. Es común que estas cavidades alojen, en el líquido, cloritas del mismo tipo que las atrapadas como inclusiones sólidas. Además puede haber otros sólidos incoloros a verde pálido, de hábito prismático alargado (apatita?). Es importante destacar que no existen fracturas que vinculen a estas cloritas con el exterior del mineral huésped. Esto lleva a considerar que el cuarzo es posterior a la formación de las mismas.

Finalmente se pasa a una **zona muy triturada con recristalización del cuarzo**. Los fragmentos triturados corresponden a feldespatos (microclino y plagioclase), impregnados por óxidos de Fe. El cuarzo que actúa como cemento puede contener cloritas.

La fracción de **12.30-12.40 m** corresponde a una **brecha**. Los porfiroclastos son fragmentos líticos redondeados a angulosos de una tectonita, cementados por cuarzo. Según la clasificación de Higgins (1971) los fragmentos son una cataclasita-microbrecha. Están constituidos por un material muy fino (cuarzo-feldespático?) con individuos, progresivamente de mayor tamaño, de cuarzo, plagioclase y microclino peritítico. La plagioclase tiene cristales de apatita; está afectada por muscovitización y por sectores aloja agujas gruesas, posiblemente también de apatita. Los feldespatos están argilitizados y bastante fracturados. El cuarzo tiene extinción fragmentosa y microfracturas, algunas de las cuales, al ser selladas atrapan inclusiones fluidas. El material de grano fino tiene muchas escamas de sericita. El cuarzo del cemento consiste en granos sub a euhedrales, tiene muchas impurezas. La extinción es relámpago; sólo unos pocos granos tienen extinción fragmentosa (posiblemente pertenecientes a los porfiroclastos). Hay algunos núcleos de sericita con óxidos de Fe pseudomorfos según plagioclase. El cemento puede atravesar los fragmentos. Tanto en el cemento como en los porfiroclastos hay cristales de pirita. En muestra de mano se ven sectores del cemento sin terminar de rellenar.

La fracción de **20.20-20.90 m** es una **tectonita** rica en microclino y plagioclase con poco cuarzo y muscovita. En muestra de mano se ven cavidades y cuarzo geodiforme. En las zonas más pobres en cuarzo los feldespatos son más euhedrales. Es una roca granítica que, posiblemente ha sufrido efectos cataclásticos más o menos intensos que han sido borrados

por posteriores procesos deutéricos o hidrotermales que produjeron neomineralización y recrystalización. Por sectores el grado de trituración ha sido mayor o bien la recrystalización posterior no alcanzó a borrar sus efectos. En estas zonas hay un materi al fino, sericítico que aloja cuarzo (posiblemente secundario) y feldespatos. Es una roca granítica en vías de episienitización, más cercana a este último extremo. El microclino forma megacristales, sólo unos pocos son intersticiales. Es pertítico y antipertítico. La plagioclase forma megacristales sub a euhedrales de composición cálcica ($n > 1,54$) y contiene cristales corroídos de apatita. Está afectada por muscovitización y sericitización y, al igual que el microclino, por argilitización. Son los minerales más fracturados e invadidos por óxidos de hierro. Además, puede reemplazarlos el cuarzo. La albitización posterior genera idiomorfismo a la plagioclase y al microclino y forma cristales euhedrales de menor tamaño y pertitas. Estos granos están libres de alteración y pueden tener macla de Carlsbad y cristales de apatita acicular. El cuarzo es sub a euhedral, con algunos contactos poligonales. Su distribución no es uniforme. La extinción es relámpago a ondulosa y fragmentosa en algunos granos. Muchos granos tienen un reborde constituido por fragmentos elongados, subparalelos entre sí, y al grano mayor. Hay microfracturas que al recrystalizar han atrapado inclusiones sólidas o inclusiones fluidas. Además, está afectado por otra fracturación sin sellar que corta y desplaza a las anteriores. Algunos granos están atravesados por la albitización. Por sectores hay evidencias de que el cuarzo reemplaza a la plagioclase englobando allí a las cloritas, óxidos de Fe y otras impurezas. Por otra parte se han encontrado cristales esqueléticos de plagioclase en cuarzo. La escasa muscovita presente es, en gran parte, derivada de biotita ya que conserva una leve coloración verdosa y ligero pleocroismo. El ángulo 2V es casi 0°. Tiene algunas inclusiones de minerales opacos con halo pleocroico. Hay láminas de biotita en proceso de desferrización con producción de minerales opacos. Es invadida por cuarzo con formación de mirmequitas. Aquí el cuarzo aloja cloritas y puede encerrar escamas de muscovita-sericita. Hay núcleos de sericita con clorita, opacos, anatasa, láminas de muscovita, apatita, circón y material pulverulento de color anaranjado. También quedan plagioclases, microclino y cuarzo inmersos en esos núcleos. Los feldespatos consisten en fragmentos y la recrystalización del cuarzo puede englobarlos. El cuarzo alojado en sericita puede ser anhedral, con bordes difusos y a veces en contacto en caries con la misma; o bien puede ser que un cristal euhedral o subhedral de cuarzo quede en contacto con estos núcleos. En este caso, el límite también es difuso y en caries. El cuarzo aquí aloja cloritas (que también aparecen dentro de inclusiones líquidas), anatasa y minerales de Fe.

Con respecto a la perforación **LR ex VII** que también está ubicada en el borde occidental del monzoleucogranito de Los Riojanos (fig. 3), según la clasificación de Higgins (1971) sería una microbrecha con recrystalización por sectores.

Se estudió la fracción correspondiente a **37,10-37,30 m** de profundidad. La roca es de color amarillo verdoso, hay fracturas con pirita y un mineral opaco (pechblenda?). Son feldespatos de tipo plagioclase. Están muy fracturados y recrystalizados. Tienen maclas en peine y las líneas de macla pueden estar flexuradas. Un mismo cristal muestra parches con diferente orientación de las maclas. Toda la roca tiene argilitización. Las plagioclases tienen poca muscovita, algunas láminas de gran tamaño, siempre orientadas paralelamente. Puede tener macla de Carlsbad. Incluye apatita acicular, según las líneas de macla. La plagioclase se distribuye

en grupos de individuos o aisladamente, rodeados por un material de grano fino, que sería producto de trituración y, de composición cuarzo-feldespática por sectores. Está mezclado con abundante sericita, calcita y posiblemente también con cloritas. La sericita puede penetrar en la plagioclasa por fisuras y planos de clivaje, con incipiente formación de núcleos. Hay poco cuarzo, en general totalmente granulado, con contactos interpenetrados (bastantes difusos). Es cuarzo limpio, con extinción relámpago, pero fragmentosa en conjunto. Hay cuarzo granulado muy relacionado con la plagioclasa, constituyendo colas o rebordes de presión alrededor de la misma. Kilmurray y Teruggi (1982) indican que también pueden estar formadas por calcita, micas o cloritas que, justamente, es lo que constituye parte de la masa de grano fino que rodea la plagioclasa. Por otra parte, el cuarzo forma venillas de potencia y recorrido muy irregular, que puede relacionarse con los anteriores. Aloja escamas de sericita y cloritas de los núcleos. Puede tener caras cristalinas. Los límites de los granos de cuarzo y plagioclasa son siempre irregulares. El material de grano fino aloja también algunos fragmentos de plagioclasa, minerales opacos y anatasa. Hay venas subparalelas donde los minerales están muy triturados y hay grandes cristales de pirita y otros minerales opacos. La calcita también puede ocupar oquedades dentro de los minerales y rellenar venillas. Además, hay titanita muy asociada al carbonato y con amplia distribución en las zonas de grano fino. También esos sectores contienen escasas láminas de muscovita que se intercrecen con la sericita. Hay algunos cristales de circón y de apatita, estos últimos fracturados.

2.3. ROCAS TRANSFORMADAS - EPISIENITAS

Texturalmente también se reconocen aquí los efectos cataclásticos, aunque hay mayor grado de recristalización y neomineralización.

2.3.1. Manifestación Los Gigantes

De acuerdo con el alto porcentaje de plagioclasa respecto del cuarzo, las rocas más transformadas se encontraron a corta distancia del contacto N del cuerpo episienítico (muestra Q1). Su composición está dominada por la plagioclasa (70%), poco microclino (20-15%), muy poco cuarzo y núcleos sericitico-cloríticos. La plagioclasa constituye cristales subhedrales de gran tamaño; afectados por sericitización y muscovitización que desarrolla láminas paralelas o perpendiculares a las líneas de macla. Están muy fracturadas, desplazadas y recristalizadas. En los núcleos de sericita desarrolla contacto en caries inverso. Respecto de la composición, hay individuos que corresponden a oligoclasa media, mientras que otros son albita (An 8-10). La muscovitización desarrolla láminas de mayor tamaño en las más cálcicas. Pueden alojar núcleos de sericita y cristales de anatasa. El microclino, que también aparece en megacristales, tiene argilitización y clorita-sericita en los planos de macla. Aloja cuarzo globular y es pobremente pertítico. El cuarzo aparece casi exclusivamente en venillas. Los contactos intergranulares son poligonales o suturados. Pueden alojar cloritas. La extinción de algunos individuos es fragmentosa. Es cuarzo límpido o con muchas impurezas (óxidos de Fe). Las venillas tienen potencia y recorrido variable, pueden bifurcarse o terminar abruptamente en el contacto con otros minerales o con cristales más grandes de cuarzo. Estas venillas pueden atravesar a los feldespatos, desplazando e incluyendo

fragmentos de ellos. También engloba cristales eu a subhedrales de apatita, generalmente fracturados. Los límites de las venas pueden estar acompañados por cuarzo microcristalino. Además hay granos de cuarzo fuera de las venillas, subhedrales, de gran tamaño, internamente granulados, a veces en fragmentos elongados paralelamente al eje c. Puede estar también inmerso en núcleos sericítico-cloríticos, son granos anhedral que engloban anatasa y óxidos de Fe. Los límites de los granos son muy irregulares y casi siempre están conectados con alguna venilla. Este cuarzo tiene extinción fragmentosa y también puede dar fragmentos elongados según el eje c. Hay muscovita derivada de biotita, las láminas pueden estar flexuradas. También hay muscovita en sericita. Entre los minerales accesorios hay apatita, muy abundante por sectores, anhedral a subhedral, inter e intramineral (en plagioclasa y microclino), euhedral cuando está inmersa en sericita. Tiene inclusiones sólidas que le producen fracturas radiales e inclusiones fluidas. Los núcleos de sericita-clorita alojan también anatasa, muy abundante por sectores e íntimamente asociada a óxidos de Fe. Al respecto, son muy abundantes los óxidos rojizos, en cristales corroídos o como pátinas en fracturas o en contactos entre minerales. También hay pirita en cubos. Hay sectores microbrechados, donde el material fino es la sericita-clorita-óxidos de Fe, que alojan granos suturados de cuarzo y anatasa.

Hacia el sur (muestras 1E y 1EB), la roca tiene aspecto de haber sufrido **mayor grado de cataclasis o menor recrystalización**. Está compuesta por cantidades similares de plagioclasa y microclino, predominando levemente la primera. El cuarzo es escaso (10%) y también hay núcleos de sericita-clorita. La plagioclasa forma cristales grandes, muy fracturados, con las maclas flexuradas y con maclas en peine; las tablillas son euhedrales y puede tener agujas de rutilo. Es ácida y también se distingue otra generación posiblemente más ácida (producto de albitización tardía). El microclino forma megacristales de hasta 2 cm y tiene macla de Carlsbad; es levemente pertítico y es invadido por cuarzo. Está fracturado. Ambos feldespatos son invadidos por sericita-muscovita y óxidos de Fe. El cuarzo es relámpago y localmente, o en algunos granos, la extinción es en mortero o fragmentosa. Pocos granos tienen escasas inclusiones aciculares de rutilo. También muestra, en posición de extinción, "cicatrices" iluminadas. Otros granos de cuarzo son inclusores de hematita especular. La recrystalización del cuarzo magmático produce la inclusión de cloritas, sericita e impurezas varias de los núcleos. El cuarzo alojado dentro de estos núcleos es muy anhedral y tiene contacto en caries directo con la sericita. Los feldespatos pueden ser invadidos por cuarzo. Hay grandes cristales de anatasa euhedral dentro del cuarzo, láminas de biotita-muscovita, y cristales esqueléticos de plagioclasa. En los núcleos sericítico-cloríticos, hay pasaje de muscovita a sericita o bien muscovita relictica. Quedan fragmentos de feldespatos y cuarzo que engloba material de los núcleos. Oxidos de Fe tiñen a la sericita. Además hay anatasa, hematita y apatita. Esta también está incluida en los feldespatos. En los dos casos, son cristales de gran desarrollo, subhedrales a euhedrales, muy fracturados y sus partes desplazadas; otros cristales son esqueléticos. Puede tener inclusiones de circón. La anatasa incluida en sericita está rodeada por pátinas de coloración rojizo-naranja. Hematita especular y anatasa pueden estar intercrecidas. La hematita se encuentra también en cuarzo y en plagioclasa; en el cuarzo puede orientarse según lineaciones pero esta distribución no es constante. Hay zonas trituradas que contienen cuarzo, apatita, feldespatos, hematita, cloritas (en láminas radiales), anatasa fracturada, etc., todo inmerso en sericita. Por zonas, esa masa de

grano fino se transforma en un mosaico cuarzo-feldespatico. Se han encontrado carbonatos que alojan hematita.

En el **contacto con el granito**, la roca transformada mantiene su coloración naranja, mientras que el granito es de color rojizo. La tectonita conserva el carácter porfírico por desarrollo de megacristales de microclino, hecho que es indicativo de su relación con el granito. Está compuesta por feldespatos con escaso cuarzo. Se repiten las concentraciones sericitico-cloríticas. Plagioclasa y microclino aparecen en porcentajes similares, predominando levemente, también aquí, la plagioclasa. Son cristales sub a euhedrales, maclados, fracturados y algo recrystalizados. Como en los casos anteriores pueden tener sericitización extrema y muscovitización. También se han encontrado cristales esqueléticos en cuarzo. La composición es andesina (An 37), algo más básica que en las muestras anteriores. El microclino es anhedral y peritítico. Está afectado por argilitización y sericitización que se canaliza a través de fracturas y por planos de macla, con cloritas y óxidos de hierro. Tiene inclusiones de minerales opacos (óxidos de Fe?). Algunos granos muestran un borde más argilitizado. Los cristales de cuarzo son anhedrales a subhedrales. La extinción es relámpago a ondulosa y, para algunos granos, en mortero. Hay cuarzo microcristalino. Un mismo grano puede tener extinción relámpago y en mortero; contiene trenes de sólidos curvados paralelamente a las zonas en mortero. Encierra fragmentos de plagioclasa, cristales de anatasa y hematita especular. También hay venillas de cuarzo con contactos poligonales con muchas impurezas y cloritas vermiformes. Tanto el cuarzo de venillas como el granular pueden derivar o conectarse con núcleos sericitico-cloríticos, encerrando material de los mismos. Por otra parte, dentro de los núcleos hay cuarzo (contacto en caries directo). Este cuarzo puede consistir en fragmentos elongados orientados paralelamente al eje c. Además de la muscovitización de los feldespatos, hay láminas de muscovita intergranulares, curvadas. Los minerales accesorios son apatita, anatasa, y circón. La apatita está alojada en los feldespatos, escasamente en cuarzo y en sericita. Son cristales subhedrales, algunos de gran tamaño, que están muy fracturados. La anatasa puede estar incluida en cuarzo pero, la mayor concentración es en sericita; los cristales pueden estar fracturados. El circón es euhedral y con zonación en el crecimiento. Hay minerales opacos y toda la roca está impregnada con óxidos de Fe de color rojo que se canalizan por fracturas, contactos intergranulares y planos de macla y de clivaje, a veces con sericita y/o clorita. Hay zonas donde la acción cataclástica ha generado microbrechas.

La roca que **contacta directamente con el granito** no ofrece grandes cambios respecto de los feldespatos, aunque están un poco más sericitizados. Sí hay diferencias con respecto al cuarzo y micas. Parte del cuarzo presente es de origen magmático, anhedral, límpido, con agujas de rutilo, extinción en fragmentos paralelos al eje c y en mortero. Muy asociado al anterior hay cuarzo con extinción relámpago, sin rutilo, que engloba fragmentos de plagioclasa y cristales de hematita especular. Puede formar simplectitas con la plagioclasa más alterada. Está relacionado con venillas de cuarzo poligonal, relámpago, penetrado por sericita a lo largo de fracturas. Estas venas terminan en núcleos, donde alojan cloritas y sericita. Son de corto desarrollo. Otras venillas están constituidas por cuarzo muy sucio, en mortero y muy asociado con óxidos de Fe y sericita. Los minerales adyacentes a estas venas están muy fracturados, con relleno

de óxidos de Fe y sericita-clorita. Se considera que el cuarzo magmático ha sido muy fracturado, disuelto en parte, movilizado y recrystalizado. Respecto de las micas es posible encontrar láminas de muscovita, flexuradas, dentro de los núcleos sericíticos. Por otra parte, hay evidencias texturales de que la plagioclasa estaba intercrecida con biotita; su completa transformación a muscovita genera óxidos de Fe y anatasa, que quedan alojados en la plagioclasa. Esta además, presenta muscovitización. Es notable la abundancia de minerales opacos. También hay zonas microbrechadas o muy trituradas.

2.3.2. Manifestaciones La Negra y Don Alberto

Son rocas compuestas por plagioclasa (55-50%), feldespato potásico (35-40%) y cuarzo (10%). La textura es granosa hipidiomórfica, mediana a gruesa, con espacios ocupados por sericita y/o cloritas. Hay fracturación, tan extrema en ocasiones que se llega a trituración con recrystalización. La plagioclasa es albitica (An 6). Son cristales subhedrales fracturados y flexurados. Pocos individuos tienen macla de Carlsbad. Tiene zonalidad difusa e inclusiones sólidas según los planos de macla. Se identifican cristales esqueléticos de plagioclasa. Hay una segunda generación de albita. El feldespato potásico es microclino, con macla de Carlsbad en algunos individuos además de la macla en arpillera. Es reemplazado por la plagioclasa. Ambos feldespatos tienen incipiente sericitización. Hay secciones prismáticas euhedrales, sin maclar, con numerosas inclusiones sólidas dispuestas perpendicularmente al plano de clivaje. También hay secciones más o menos rómbicas (adularia ?). El cuarzo tiene extinción ondulosa a fragmentosa y en mortero según los individuos. Sólo unos pocos tienen extinción relámpago. Cristaliza en espacios ocupados por sericita o que evidencian haber estado ocupados por ella, apoyado sobre minerales preexistentes y desarrollando caras cristalinas hacia la mezcla sericítico-clorítica. Puede aquí englobar cloritas vermiformes. En ocasiones, es evidente que ha seguido cristalizando. El cuarzo de segunda generación consiste en fragmentos paralelos entre sí y perpendiculares a las líneas de crecimiento (similar a lo que ocurre en la muestra LR ex XI; 20,20-20,90 m). Generalmente queda intercrecido con sericita en formas simplectíticas o en contacto en caries directo y también puede englobar cloritas. Dentro de los núcleos sericíticos puede haber granos totalmente anhedrales de cuarzo con igual relación con la sericita. Este tipo de cuarzo sería también perteneciente a la segunda etapa de cristalización. Hay granos de cuarzo adyacentes, con líneas de crecimiento comunicadas o carentes de las mismas que, al crecer hacia la cavidad sericítica, convergen y se unen, desapareciendo la cavidad. En el contacto entre granos opuestos pueden quedar cloritas, dentro del cuarzo como relictos del núcleo sericítico-clorítico. Augusthitis (1973) da ejemplos similares indicando que la interpretación de tal intercrecimiento (cuarzo-clorita) es dudosa ya que las cloritas incluidas pueden ser debidas a infiltración de material sericítico marginal, o bien representan relictos de un mineral máfico resorbido por el cuarzo. Si bien es cierto que, en general, el cuarzo aloja cloritas en los bordes de sus granos, también es común que estén ubicadas en el seno de los mismos, sin relación visible con fracturas, por lo que sería muy difícil explicar la teoría de la infiltración de material marginal. Por lo tanto, se considera que el cuarzo es posterior a los núcleos sericíticos. Por otra parte, el cuarzo puede englobar fragmentos de plagioclasa y/o microclino. Además, fragmentos de feldespatos pueden quedar incluidos en sericita, cuyas escamas se curvan y reorientan alrededor de

los mismos. La plagioclasa también muestra contacto en caries inverso con la sericita, aunque otras veces su contacto está limitado por óxidos de Fe. Hay zonas donde los efectos de la cataclasis han sido más fuertes, llegando al grado de trituration. Están compuestas por fragmentos de plagioclasa y granos de cuarzo, todo impregnado con mucho óxido de Fe. Como minerales accesorios se encontró apatita, circón y anatasa. El circón puede tener zonación y es euhedral a subhedral. La apatita se presenta en cristales de gran tamaño, a veces muy fracturados y corroídos; puede estar incluida en plagioclasa. Hay fracturas rellenas por ópalo que en ocasiones origina superficies botroidales por su disposición radial. Está íntimamente asociado con probables minerales amarillos de uranio (Lira, 1985). Hay muchos óxidos e hidróxidos de Fe mezclados con la sericita y penetrando en toda la roca a lo largo de fracturas y otras líneas de debilidad.

2.3.3. Manifestación Los Riojanos

Esta roca aflora constituyendo un cuerpo lentiforme de dirección aproximada N-S. Es notablemente diferente de las episienitas de las restantes manifestaciones. Presenta un alto grado de consolidación, comparada con estas últimas, no es tan porosa y es de color rosado claro. El tamaño de grano es mediano a fino. Está constituida por un 90% de feldespatos con escasos cuarzo y muscovita. Entre los feldespatos predomina ampliamente la plagioclasa que es albitica (An 6). Está bastante fracturada y puede presentar flexura de las maclas y maclas en peine. También puede tener macla según ley de Carlsbad. Tiene antipertitas filiformes. Hay albitización de la plagioclasa evidenciada por un borde más ácido. Es inclusora de apatita y de vermes de clorita. El microclino es pertítico y está escasamente muscovitizado. También puede tener macla de Carlsbad. Es muy escaso y de carácter intersticial. Los cristales de cuarzo son anhedrales, la extinción es relámpago a fragmentosa. Algunos tienen contactos poligonales entre sí. Hay dos etapas de cristalización del cuarzo, evidenciadas por la desaparición, hacia afuera, de los trenes de inclusiones fluidas y la aparición de muchas impurezas (arcillas?). Pueden alojar cloritas en cualquiera de los dos sectores. El "sobrecrecimiento" puede ser cuarzo totalmente fragmentoso alrededor de un núcleo con extinción relámpago. También aparecen granos de cuarzo inmersos en la sericita, con bordes irregulares o en contacto en caries directo. Es afectado por una fracturación sin recristalización a veces invadida por sericita. Hay bastante óxido de Fe, opaco a rojizo en gránulos o con aspecto pulverulento. Además hay limonita pseudomorfa de pirita. La apatita es, dentro de los minerales accesorios, el más abundante. Está incluida en plagioclasa o en cuarzo. Son cristales grandes, bastante fracturados que pueden tener inclusiones opacas. Hay además, anatasa en cristales sub a euhedrales dentro de cuarzo o sericita. Generalmente no son cristales aislados sino que están asociados. Hay zonas donde casi se alcanza el grado de trituration, que afecta particularmente a los feldespatos, e intersticialmente hay sericita. El cuarzo y la plagioclasa fragmentados se orientan en esas zonas, en forma paralela a su mayor elongación, que es coincidente con las direcciones de extinción.

3. MINERALOGIA

3.1. CUARZO

Su escasez en las episienitas y su relación con las neomineralizaciones, otorgan al cuarzo una importancia especial. Consecuentemente y atendiendo a sus características ópticas, ha sido utilizado en el estudio microtermométrico de inclusiones fluidas.

En el conjunto de muestras estudiadas se han distinguido al menos tres tipos de cuarzo.

I. El primero corresponde al cuarzo que se encuentra en los granitos frescos, en los granitos afectados por cataclasis en grado variable y en algunas episienitas como núcleos relicticos. Es el cuarzo de origen magmático, anhedral, portador de agujas de rutilo con una densidad variable. A medida que avanza el grado de cataclasis pasa de extinción relámpago (poco frecuente) a extinción ondulosa y luego fragmentosa. Las microfracturas recrystalizadas con atrape de inclusiones fluidas pueden cortar y desplazar las agujas de rutilo. Cuando la biotita contacta con el cuarzo, desarrolla bordes reactivos. El cuarzo penetra por los planos de clivaje (penetración interleptónica) y decolora la mica. También forma intercrecimientos globulares, engolfamientos, etc, con la biotita. Puede englobar laminillas de biotita que, en casos, se disponen en forma ordenada (crecimiento cristaloblástico). Se han encontrado intercrecimientos de tipo simplectítico con la mica. Además, puede alojar láminas o fragmentos de microclino y/o plagioclasa. El microclino es portador de cuarzo globular con agujas de rutilo que, al ser afectado por cataclasis puede transformarse en cuarzo microcristalino. A veces, se forman intercrecimientos de tipo mirmequítico en la parte externa del grano de microclino. Mayor grado de cataclasis produce fragmentación en granos elongados, paralelos entre sí y al eje cristalográfico c.

II. Con aumento de la cataclasis se produce disolución por presión y en este caso puede haber recrystalización in situ o migración de la sílice con posterior recrystalización. La disolución por presión puede ser favorecida,

entre otras cosas, por las innumerables inclusiones aciculares de rutilo, que se comportan como anisotropías mecánicas durante los eventos tectónicos.

La recristalización se pone en evidencia, entre otros fenómenos, por los contactos poligonales entre los diferentes granos de cuarzo. Según Kilmurray y Teruggi (1982) la poligonización representa recristalización post-tectónica o bajo stress con migración de sílice de los bordes originales de los granos de cuarzo. Hay casos en los que hay disolución de los contactos, pero no se ve recristalización, ya que los granos de cuarzo quedan rodeados por sericita que penetra por contactos intergranulares (agrandados por la disolución) y por fracturas (son micas movilizadas). Los contactos suturados, interpenetrados o imbricados, también representan disolución por presión (Goguel, 1965 y Kerrich, 1977; en Cheilletz y Giuliani, 1982). Los granos totalmente recristalizados recuperarían la extinción relámpago. Hay individuos que tienen trituración (mortero) y sutura. El cuarzo en mortero, cuando está en contacto con sericita-muscovita, puede quedar intercrecido con esos minerales, en simplectitas, o desarrollando contacto en caries. Es cuarzo (magmático) recristalizado y quizá también movilizado (ver caracteres cataclásticos del cuarzo).

Esta segunda etapa estaría representada por el cuarzo de los granitos tectonizados o en vías de episienitización y, en parte, también por el de las episienitas.

Es cuarzo anhedral, subhedral o euhedral, según los espacios de que disponga para precipitar. Si ocupa espacios entre los feldespatos sub a euhedrales, resultan formas geométricas. Generalmente no incluye agujas de rutilo. Es limpio, pero hay muestras donde contiene muchas impurezas (óxidos de Fe ?) distribuidas al azar, dejando porciones del grano totalmente limpias. Puede reemplazar a la plagioclasa quedando cristales esqueléticos de ésta, o bien engloba fragmentos de ambos feldespatos. Al quedar en el contacto con plagioclasa o sericita-muscovita, puede alojar cloritas. La recristalización puede tener lugar sobre la pared de núcleos sericíticos-cloríticos. En estos casos, el cuarzo desarrolla caras cristalinas hacia dichos núcleos. Algunos cristales tienen crecimiento del cuarzo de tipo II que se ha considerado como cuarzo de tipo III.

Muy relacionado con el cuarzo intergranular y generalmente conectados también con los núcleos sericítico-cloríticos, hay venillas de cuarzo, de corto desarrollo, de potencia variable o constante, que pueden también bifurcarse. Es cuarzo granoblástico, poligonal o suturado. Puede contener cloritas. Algunas venas atraviesan y fracturan los feldespatos e incluyen fragmentos de estos y de apatita. También puede ser cuarzo con impurezas (óxidos de Fe ?) o limpio. Algunas de estas venillas transportan pirita (pirita-pechblenda según Lira, 1985). Puede constituir el cemento de brechas. Ocasionalmente es cuarzo mortero. Al derivar en zonas sericítico-cloríticas se intercrece con estos minerales.

III. Anteriormente se indicó que, en algunas muestras, los granos de cuarzo II desarrollan una segunda etapa de cristalización. Este crecimiento consiste en fragmentos elongados paralelamente al eje c, en continuidad óptica con el resto del grano. El contenido de inclusiones varía de una a otra zona. Cuando el cuarzo II desarrolla caras cristalinas hacia los núcleos de sericita-clorita, pueden verse pausas en el crecimiento, evidenciadas por impurezas y/o inclusiones fluidas monofásicas dispuestas según caras cristalinas (fig. 5). Posteriormente se desarrollan los fragmentos de cuarzo paralelos entre sí. Esta zona fragmentosa puede quedar intercrecida con los minerales micáceos del núcleo en formas simplectíticas o por contacto en caries directa. Esta recristalización debe haber tenido lugar bajo influencia tectónica por lo que se genera cuarzo fragmentoso. Posteriormente ha habido otro episodio cataclástico ya que los dos sectores del cuarzo están fragmentados. La convergencia de varios granos de cuarzo hacia un mismo núcleo sericítico puede producir su desaparición. En otros casos, el crecimiento secundario se evidencia, además, por la desaparición hacia afuera de los trenes de inclusiones fluidas y la aparición de arcillas. Igualmente, las cloritas pueden estar alojadas en cualquiera de los dos sectores. Cuando existe el sobrecrecimiento de cuarzo, es siempre esta zona la que tiene relación directa con la sericita-muscovita.

Cuarzo del tipo II o del tipo III aparecen en los núcleos de sericita-clorita, con formas muy anhedrales, con contactos en caries

directa hacia estos minerales, intercrecido con ellos y a menudo alojando cloritas y anatasa. Este tipo de cuarzo puede estar conectado con venillas (tipo III). Podrían representar el comienzo de la recristalización a partir de estos núcleos en los que, probablemente, también hay cuarzo y feldespatos triturados.

Por la mineralización, deberían considerarse aparte las venillas de cuarzo con pirita, con pirita-pechblenda y con hematita especular.

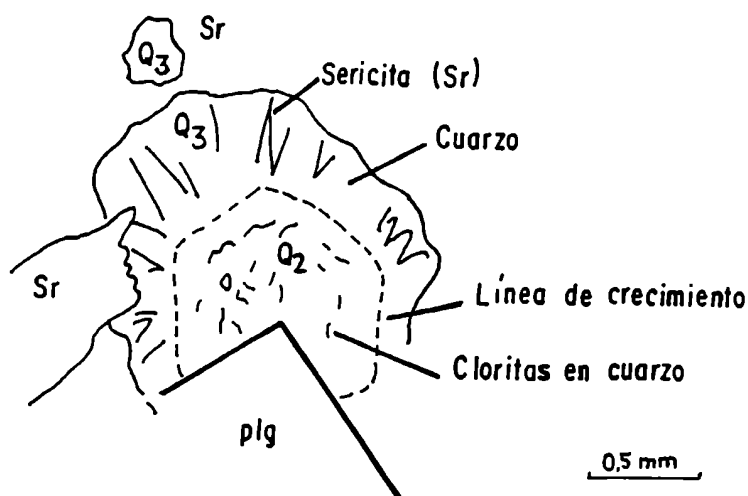


Fig. 5: Crecimiento secundario de cuarzo en episienita Don Alberto.
 Q2: cuarzo con extinción relámpago
 Q3: cuarzo con extinción mortero a fragmentosa
 plg: plagioclasa

3.2. FELDESPATOS

3.2.1. Granito sin alterar

3.2.1.1. Facies no porfiroide (Los Riojanos)

El microclino es anhedral, tiene macla en arpillera (leyes de Albita y Periclino) en la mayoría de las secciones; en otras, sólo por sectores. Por lo general es pertítico, con diversas formas de la fracción sódica. Hay pertitas entrelazadas, a veces con continuidad óptica dentro de un mismo grano; pertitas en parche, que pueden tener macla de Carlsbad; pertitas film y pertitas filiformes. También hay fragmentos grandes de plagioclasa con continuidad óptica en el mismo microclino. A la inversa, también se encontró microclino como núcleo de plagioclasa. Cuando suceden estos intercrecimientos, la macla de Albita de la plagioclasa es coincidente con la del microclino.

Algunos granos presentan igual proporción de fracción sódica que de potásica. Se producen intercrecimientos entre cuarzo y muscovita en contacto con el microclino. El feldespato es reemplazado por muscovita y alterado a arcillas en forma incipiente. En algunas muestras es incluso de apatita.

La plagioclasa es anhedral a subhedral y, en ocasiones, euhedral. Se presenta como cristales individuales o como pertitas. En muy pocos casos la macla de Albita está ausente, y es poco frecuente, aunque bien notable, la macla según ley de Carlsbad. Se han identificado dos generaciones de plagioclasa. Una más antigua que está representada por cristales de mayor desarrollo y por los fragmentos incluidos en microclino. Su composición es albítica (An 4-8). Estos granos se encuentran más afectados por la argilitización. La segunda etapa de formación de plagioclasa genera pertitas entrelazadas (muy irregulares) o rebordes que pueden producir idiomorfismo sobre el FK o la plagioclasa primaria. Esta plagioclasa secundaria es más ácida (menor índice de refracción que la anterior; método de Michel-Lévy no aplicable) y prácticamente no está afectada por argilitización.

En la mayoría de las muestras es inclusora de cristales de apatita, algunos de gran desarrollo, subhedrales a anhedrales, de hábito acicular. También puede incluir agujas de rutilo, particularmente cuando está en contacto con biotita relictica. La muscovitización es variable según la muestra y puede orientarse paralela y/o perpendicular a las líneas de macla, al igual que la apatita. Pocas veces se producen intercrecimientos entre muscovita y plagioclasa.

De acuerdo con las características texturales se deduce que:

- 1- en primer lugar cristaliza la plagioclasa albitica (An 4-8) en cristales sub a anhedrales.
- 2- se produce luego una microclinización tardía evidenciada por los fragmentos de plagioclasa (en ocasiones con macla de Carlsbad) dentro de microclino y por los granos anhedrales muy pertíticos de microclino.
- 3- con posterioridad tiene lugar un proceso albitizante que genera pertitas entrelazadas o rebordes en microclino o en la plagioclasa primaria, y que penetra a través de planos de macla, de clivaje o contactos intergranulares. Esta plagioclasa es más ácida que la primaria. Se generan también fragmentos de plagioclasa con estructura en tablero de ajedrez.

Albitización o microclinización avanzadas y no totales originan cristales con igual proporción de fracción sódica y potásica.

3.2.1.2. Facies Porfiroide (Don Alberto, Los Gigantes, Los Riojanos)

El microclino forma megacristales que dan el carácter porfiroide a la roca. En la manifestación Los Gigantes, los megacristales están bien desarrollados, lo mismo que en Don Alberto. En Los Riojanos, en cambio, el tamaño y frecuencia de los megacristales es mucho menor. Puede ser escaso en la matriz donde está más alterado y fracturado.

La fracción de microclino que constituye la matriz (prácticamente ausente en Don Alberto y Los Gigantes) es muy anhedral; tiene buen

desarrollo de la macla M¹ y no tan bueno, de la macla de Carlsbad. No es pertítica, excepto en los pocos ejemplares del granito de Don Alberto, que carecen de macla M y tienen pertitas tipo "film" (Barth, 1969).

Los megacristales son sub a euhedrales. En Los Riojanos están intercrecidos con el material de la matriz. La mayor parte de los individuos tienen macla en arpillera difusa o desarrollada sólo por sectores de la superficie del grano. En otros, directamente está ausente. En cambio, es mucho más frecuente, y está mejor desarrollada, la macla simple (según ley de Carlsbad). En las manifestaciones Los Riojanos y Los Gigantes sólo tiene pertitas tipo "film" e inclusiones parche (las macclas de Ab de la plagioclasa son oblicuas a las del microclino y su anterioridad con respecto a éste está indicada porque desplaza la línea del plano de macla de Carlsbad). En la manifestación Don Alberto, en cambio, las pertitas son mucho más comunes, encontrando las de tipo "film" (que generan grietas escalonadas por deformación del feldespató) y las de tipo filiforme, siempre paralelas entre sí y con macla de Ab paralela a la misma macla del FK que la aloja. Las pertitas filiformes son elongadas en dirección oblicua al plano de macla (010). También hay pertitas en parche, algunas de gran desarrollo, a veces relacionadas con las filiformes. En este tipo de pertitas se puede generar estructura en "tablero de ajedrez". Algunos parches pertíticos tienen macla de Carlsbad y la macla de Ab puede o no estar presente.

En Los Riojanos se han encontrado megacristales de FK con un núcleo de plagioclasa más alterado (arcillas, sericita, muscovita). La macla de Ab de la plagioclasa tiene continuidad en el microclino. Además del núcleo, algunos megacristales alojan otros fragmentos de plagioclasa que guardan continuidad con las macclas del núcleo. Por otra parte, hay rebordes de FK que producen idiomorfismo a la plagioclasa.

En Don Alberto, un megacristal de microclino (sólo con macla de Carlsbad) aloja en uno de sus individuos de la macla, un cristal de microclino también con macla de Carlsbad. Uno de los individuos muestra igual orientación óptica que el individuo mayor que los aloja; y el otro tiene orientación óptica coincidente con el restante individuo del

¹ macla M: macla en arpillera, leyes de Albita y Periclino.

megacrystal. Está atravesado por pertitas filiformes gruesas que se continúan en el megacrystal y son elongadas perpendicularmente a la macla polisintética. También contiene pertitas filiformes más finas que se quiebran en el plano de la macla K² y en el contacto entre ambos feldespatos. Se encuentra fresco con la porción pertítica algo caolinizada.

En otros casos, hay inclusiones de feldespato sin maclar (ortosa, microclino o plagioclase ?).

Sobre todo en Los Gigantes los megacrystalos son inclusores de glóbulos de cuarzo con acículas de rutilo. Puede haber continuidad óptica entre los diversos glóbulos. El cuarzo puede sobrepasar los límites del microclino. En Los Riojanos, los glóbulos son más frecuentes en la plagioclase que constituye el núcleo del FK aunque también puede aparecer fuera de ella.

El microclino aloja cuarzo globular y, por otra parte, el cuarzo puede encerrar fragmentos de microclino con glóbulo de cuarzo. En algunos casos se ven fracturas radiales en cuarzo inclusor de microclino y cuarzo fragmentoso adyacente al megacrystal.

También hay intercrecimientos mirmequíticos entre cuarzo y muscovita en contacto con el FK. Otro tipo de intercrecimiento (contacto no reactivo) es con la biotita. La mica se abre por los planos de clivaje haciendo lugar al FK. También se ha encontrado microclino inclusor de hojas de biotita. Sólo ocasionalmente tiene inclusiones de circón.

La muscovitización se desarrolla, por lo común, siguiendo los planos de macla y suele estar acompañada por óxidos de hierro. La argilitización no es muy avanzada.

La plagioclase constituye la matriz de la roca, además de las pertitas e inclusiones mencionadas anteriormente. Puede también desarrollar

²macla K: macla según ley de Carlsbad.

cristales más grandes. En todos los casos es subhedral a euhedral. Por lo general, la macla múltiple está presente y también es frecuente la macla de dos individuos (macla K). En ocasiones es anhedral y la macla de Ab es muy difusa o no existe, además está bastante sericitizada. Algunos individuos muestran inversión de la macla múltiple (por una fractura) y en otros se genera estructura en "tablero de ajedrez" (ambos son caracteres secundarios; Vance, 1961). En el granito de Los Gigantes la plagioclasa puede tener una leve zonalidad externa, además de la macla polisintética. En la roca de la manifestación Don Alberto podrían identificarse dos tipos de plagioclasa: una de mayor tamaño sin maclar, y otra, en cristales del tamaño de la matriz con buen desarrollo de macla de Albita, que también constituye pertitas (parche y filiforme).

Como se mencionó, puede formar el núcleo, alterado, de megacristales (subhedrales) de FK. El contacto entre ambos es neto o muestra corrosión en la plagioclasa.

Con el cuarzo se relaciona de diversas maneras. Puede contener glóbulos, al igual que el FK (que en casos tienen restos difusos de macla polisintética); o es invadida por cuarzo generándose contactos muy irregulares. En Los Gigantes, el cuarzo contenido en la plagioclasa adopta formas más o menos geométricas siguiendo los planos estructurales del mineral hospedante.

La albitización se evidencia, más que nada, texturalmente. Ya se mencionó la zonalidad externa de algunos granos y la existencia de dos tamaños netamente diferentes, con macla polisintética bien desarrollada o ausente según el caso. También se producen rebordes de plagioclasa (sin maclar) en el FK. Este hecho coincide con lo expresado por Marmo (1971) en el sentido de que frecuentemente en los extremos de los cristales de plagioclasa parcialmente reemplazados por microclino puede aparecer una albita fresca, secundaria. Algunos tipos de pertitas también corresponderían al proceso tardío de albitización. Por ejemplo, parches de plagioclasa con estructura en "tablero de ajedrez", conectados con pertitas filiformes muy discontinuas. La macla de Albita de la plagioclasa es paralela a la misma ley del FK. Ni los parches entre sí, ni las pertitas

entre sí, muestran extinción simultánea. Además es común que la fracción albitica se ubique a lo largo de fracturas del mineral, siendo paralelas las maclas de Ab de ambos minerales.

Además de las citadas relaciones con otros minerales, está intercrecida con biotita, o bien la incluye. Contiene agujas de rutilo y cristales de apatita. Forma intercrecimientos vermiformes con la muscovita desarrollándose éstos paralelamente a los planos de macla.

3.2.1.3. Evidencias del origen metasomático de los megacristales

De acuerdo con los caracteres texturales descriptos se puede suponer la acción de un importante proceso generador de microclino, en este caso, en megacristales.

Hay diversas evidencias que indican que la cristalización del FK tuvo lugar por el reemplazo de la plagioclasa, a través de un metasomatismo potásico:

1- La existencia de núcleos de plagioclasa en el feldespato potásico. El estado de alteración de esos núcleos es más avanzado que el del microclino. Los contactos entre ambos pueden mostrar corrosión en la plagioclasa. Estos núcleos no son inclusiones pues hay coincidencia de las maclas según ley de Albita de los dos minerales. La plagioclasa no ha sido totalmente resorbida. El hecho de que la plagioclasa esté en el núcleo del microclino indica la posterioridad de este mineral. En Los Gigantes no es evidente el reemplazo de plagioclasa por el FK porque la plagioclasa es más cálcica, hecho que dificulta tal proceso (Marmo, 1971).

2- Las antipertitas son, en realidad, el comienzo del reemplazo de la plagioclasa por el FK (Marmo, op. cit.).

3- Se genera un borde de microclino idiomorfo alrededor del cristal de plagioclasa.

4- Cuanto más avanzado es el reemplazo, más arcillosa es la plagioclasa,

coincidiendo con lo expresado por Marmo (op. cit.).

5- Según Marmo (op. cit.) el metasomatismo potásico (con reemplazo de la plagioclasa) genera feldespatos de muy alta triclinicidad (0,9 o más). Lira (1985) obtiene valores de 0,960 y 0,975 para dos facies porfiroides del área, aunque no aclara si las mediciones se efectuaron sobre megacristales o cristales de la matriz (que deben corresponder a diferente época de cristalización). Por otra parte, Vernon (1986) indica que bajos valores de oblicuidad de los megacristales es indicio de un origen magmático (o sea, serían fenocristales, no porfiroblastos).

6- Inclusiones de plagioclasa tipo parche (plagioclasa no resorbida), megacristales de plagioclasa y cristales de la matriz tienen macla según ley de Carlsbad. La mayor parte de los megacristales de microclino también tiene macla según ley de Carlsbad, inclusive aquéllos que alojan plagioclasa con esta macla, en cuyo caso los planos de macla de ambos son paralelos.

Vance (1961) considera que este tipo de macla se origina por sineusis, proceso sólo posible a través de la libertad de movimiento de cristales en un medio fluido. De la misma manera, Barth (1969) indica que, de acuerdo con los estudios de Gorai (1965, en Barth, op. cit.) la formación de macla de Carlsbad es muy difícil en un medio sólido. Vernon (1986) también indica que el maclado simple en megacristales de FK sugiere un origen magmático. Entonces, como la macla de Carlsbad se origina sólo por cristalización magmática, los megacristales de microclino no serían metasomáticos sino magmáticos, ya que la mayoría están maclados según dos individuos. Sin embargo, debe notarse que las conclusiones de Vance (op. cit.) y de Gorai (op. cit.) se refieren a cristales de plagioclasa y, en segundo lugar, tal como indica Hippert (1987), la macla de Carlsbad puede ser un carácter heredado, es decir, si el megacristal o cristal (para las facies no porfiroides) está maclado según ley de Carlsbad es porque reemplazó a una plagioclasa que también tenía este tipo de macla. Quedaría demostrado entonces, que la macla de Carlsbad no es una característica excluyente del origen metasomático del FK.

7- Megacristal de microclino con macla de Carlsbad (macla en arpillera difusa o ausente) que aloja en uno de los individuos otro cristal de FK con

las mismas características que el mayor. Cada individuo del cristal incluido tiene igual orientación óptica que el correspondiente megacristal.

Shand (1949; en Vernon, 1986) indica que una de las evidencias del origen magmático de los megacristales de microclino es que el microclino de la matriz nunca aparece como inclusión en los megacristales. Sin embargo, las inclusiones de microclino pueden haber sido incorporadas por el megacristal sin dejar vestigios de su existencia, aún cuando las orientaciones de ambos, hayan sido diferentes (Vernon, op. cit.). Es posible que esto suceda en la mayoría de las muestras, ya que en estos granitos, el microclino de la matriz es más bien escaso. El ejemplo encontrado sería entonces, una evidencia a favor del origen metasomático de los megacristales.

8- Con referencia al carácter pertítico de los megacristales, Quartino y Villar Fabre (1963) indican que, si la pertitas son originadas por exsolución, es difícil aceptar un metasomatismo potásico que origine un feldespató alcalino tan inhomogéneo como para que se exsuelva. Sin embargo, el único tipo de pertitas que podría adjudicarse con mayor seguridad a un proceso de exsolución, es el "film". Deer et al. (1974) expresan que intercrecimientos pertíticos finos y regulares son originados por desmezcla. Además, las pertitas "film" son las menos frecuentes en los megacristales. Son más comunes en FK de la matriz, generalmente en ejemplares sin macla en arpillera. Podría pensarse que su presencia en megacristales es heredado de un FK de la matriz, englobado y "asimilado" por el megacristal.

Los restantes tipos de pertitas corresponden a plagioclasa relictica no totalmente reemplazada y, a posteriores procesos de albitización. El carácter pertítico no es, entonces, evidencia en contra del metasomatismo potásico. Por otra parte, si bien no descarta excepciones, Marmo (1971) indica que la ausencia o pobreza en fracción sódica del microclino es consecuencia de su alta triclinicidad (0,9 según Lira, 1985).

9- La macla en arpillera del microclino de los megacristales puede ser difusa, ser visible sólo por sectores del grano, o estar desarrollada sólo en un individuo de la macla de Carlsbad. Esta irregularidad en el desarrollo de la macla en arpillera se atribuye al hecho de que se genera siguiendo la estructura preexistente de la plagioclasa.

10- Respecto del crecimiento de los megacristales en un medio sólido o casi sólido podría proponerse que, en algunos casos, reemplazaron megacristales de plagioclasa, razón por la cual no existió problema de espacio. En otros casos, el espacio fue logrado englobando (cuarzo, biotita, plagioclasa, FK) y "asimilando" minerales preexistentes de la matriz (plagioclasa, FK). También es posible que, en algunos casos, se haya forzado a los minerales adyacentes de la matriz generando por ejemplo extinción fragmentosa en el cuarzo y fracturación en otros minerales.

3.2.1.4. Relación cuarzo - feldespatos

Respecto de la relación temporal con el cuarzo, los caracteres texturales indican que el cuarzo es posterior a la cristalización de la plagioclasa y del FK de la matriz y de las facies no porfiroides, pero previo o simultáneo con la formación de los megacristales.

El microclino y la plagioclasa de la matriz muestran una relación normal de cristalización con el cuarzo.

La plagioclasa puede tener inclusiones de cuarzo con agujas de rutilo, con morfología más o menos geométrica que evidencia control por parte de los planos de clivaje del mineral invadido. Ocasionalmente, algunos glóbulos pueden tener difusa macla polisintética heredada del mineral reemplazado. Los contactos entre plagioclasa y cuarzo, cuando no están incluidos uno en otro, son festoneados con penetración del cuarzo.

Cuando el reemplazo de la plagioclasa por el FK (para formar el megacristal) es parcial, quedan restos de la misma que pueden contener cuarzo incluido. La plagioclasa también puede ser englobada por el cuarzo.

La posterioridad del megacristal de FK queda demostrada cuando

encierra varios glóbulos de cuarzo con rutilo, con continuidad óptica. O sea, el metasomatismo potásico es posterior a la cristalización del cuarzo (magnético). Pero, en general, el cuarzo globular es más abundante en la plagioclasa que en los megacristales de FK; inclusive, cuando existe un núcleo de plagioclasa, el cuarzo se circunscribe, casi exclusivamente, a él.

El FK de la matriz comunmente es englobado o reemplazado por cuarzo, ese microclino puede ser inclusor de biotita. Cuando el metasomatismo potásico reanuda el crecimiento del feldespato, genera fracturas radiales en el cuarzo hospedante.

3.2.2. Episienitas

En el caso de las episienitas, la relación entre los feldespatos (potásico y sódico-cálcico) difiere según la localidad.

En las manifestaciones **La Negra y Don Alberto** la ausencia de megacristales de microclino en la facies episienitizada lleva a pensar que, a diferencia de la roca encajante, no fueron alcanzadas por el metasomatismo potásico generador de grandes cristales. Sí hay escasas evidencias del reemplazo de plagioclasa por microclino, con una fuerte albitización posterior.

El microclino puede alojar parches y núcleos de plagioclasa, con macla de Carlsbad, con contactos corroídos por el FK (más notable en La Negra). Serían éstas evidencias del reemplazo de la plagioclasa por microclino. Pero es más fuerte la albitización posterior, que se verifica por rebordes en plagioclasa y FK preexistente, generando caras cristalinas. La difusa zonalidad observada en Don Alberto también se atribuye a albitización, lo mismo que parches de plagioclasa totalmente libres de alteración. En ambas manifestaciones es más abundante la plagioclasa (45%) que el microclino (40-35%). Es subhedral, albitica (An 6), tiene macla múltiple y ocasionalmente, macla de Carlsbad. Frecuentemente, los cristales están fracturados mostrando fragmentos de un mismo grano, desplazados y recrystalizados. También es común encontrar fragmentos de plagioclasa encerrados en cuarzo relámpago a fragmentoso; con este mineral forma parte

de un mosaico de grano fino, teñido por abundante óxido de Fe. Fragmentos de plagioclasa pueden quedar inmersos en sericita con orientación de este material a su alrededor; en otras ocasiones, el contacto con sericita es en caries inverso. El reemplazo por cuarzo queda demostrado por la presencia de cristales esqueléticos de plagioclasa en cuarzo. Tienen estructura en "tablero de ajedrez", maclas flexuradas, maclas de deslizamiento ("glide twinning"; Vance, 1961) o inversión de las maclas a partir de una fractura; hechos que evidencian efectos cataclásticos. En general el estado de conservación es bueno, excepto unas pocas escamas sericíticas. Puede incluir apatita, alrededor de la cual se rompe y reorienta.

Respecto del microclino, generalmente es anhedral, con macla M generalmente ausente, y con macla de Carlsbad en ocasiones. Tiene escasas pertitas filiformes a entrelazadas totalmente argilitizadas. También puede haber fragmentos alojados en cuarzo y, a su vez, encierra lentes de cuarzo microcristalino. El estado de conservación es bueno con leve argilitización. Planos de macla, fracturas y clivajes pueden estar invadidos por óxidos de Fe y otros. Hay mucho feldespato sin maclar, euhedral a anhedral, que se interpreta como ortosa-microclino y/o plagioclasa.

En la episienita de la **manifestación Los Riojanos** es mucho más abundante la plagioclasa que el microclino. Es de composición albitica (An 6), anhedral a subhedral. Además de la macla según ley de Albita puede tener macla según ley de Carlsbad. Por acción cataclástica puede generar maclas de deslizamiento (Vance, 1961), estructura en "tablero de ajedrez", flexura de las maclas y fractura de los cristales. Puede tener inclusiones de apatita. Como en las manifestaciones La Negra y Don alberto, también es común que haya plagioclasa euhedral sin maclar, reemplazada, en forma incipiente, por muscovita y arcillas. A veces es invadida por sericita. Como evidencias de albitización se encuentran bordes de albita sobre plagioclasa preexistente y pequeños granos anhedrales a subhedrales, a veces alojados dentro del microclino.

El microclino es anhedral, puede tener macla M y/o según ley de Carlsbad. Contiene núcleos de plagioclasa con bordes corroídos, evidencia

del reemplazo de la plagioclasa por el FK, previo a la albitización. Está levemente alterado a arcillas y es invadido por sericita. Al igual que la plagioclasa, los granos están fracturados y recristalizados y las fracturas ocupadas por sericita.

Hay feldespatos sin maclar, algunos con extinción ondulosa, fragmentos de los cuales pueden quedar encerrados en microclino maclado. Nuevamente se interpreta que dichos feldespatos son, en parte, ortosa-microclino (algunos granos tienen incipiente maclado por sectores) y en parte, plagioclasa.

Lo mismo que en Don Alberto y La Negra, también aquí es más evidente la albitización que el metasomatismo potásico (lo mismo sucede en el granito fresco de Los Riojanos).

En la **manifestación Los Gigantes**, en cambio, hay más evidencias texturales de la acción del metasomatismo potásico generador de megacristales de microclino. La albitización posterior, si bien manifiesta, no es tan importante como en las otras áreas. Sin embargo, ni el granito fresco, ni la episienita (o roca transformada que contacta directamente con aquél) muestran que el metasomatismo potásico haya tenido lugar por reemplazo de plagioclasa preexistente. Esto posiblemente esté relacionado con el carácter más cálcico de la plagioclasa (Marmo, 1971).

El porcentaje de plagioclasa varía de acuerdo con el grado de transformación de la roca (más abundante en la más transformada) siendo superior al porcentaje del microclino en la más alterada y más alejada del contacto con el granito fresco. Son cristales euhedrales a subhedrales, de gran tamaño algunos; otros son anhedrales y forman parte de la matriz de la roca. Es englobada o invadida por el cuarzo, quedando cristales esqueléticos de plagioclasa. Hay moldes de plagioclasa rellenos por óxidos de Fe, fragmentos de plagioclasa (neoformada), cuarzo microcristalino, cloritas, sericita, etc. La sericitización y la muscovitización se desarrollan a través de fracturas y líneas de macla, pudiendo constituir verdaderos núcleos en la plagioclasa. Esta sericita, en el interior de plagioclasa, puede alojar también anatasa. La alteración es más fuerte en la plagioclasa de mayor tamaño. Con la sericita puede desarrollar contactos corrosivos. Está muy fracturada, con fragmentos desplazados y

recristalizados, hay fragmentos incluidos en las masas sericítico-cloríticas; muestra flexura de las maclas, macla en peine (o macla de deslizamiento) o pérdida de la macla, por efectos cataclásticos. Incluye agujas de rutilo, apatita y muchas impurezas orientadas paralelamente. Es posible que los cristales de menor tamaño, constituyentes de la matriz de la roca, correspondan a una plagioclasa más ácida (An 8-10) mientras que los de mayor tamaño son oligoclasa media.

La plagioclasa de la roca que contacta con el granito fresco es muy similar. A los caracteres expuestos debe agregarse que los megacrístales tienen además de la macla según ley de Albita, macla según ley de Carlsbad. Algunos individuos de la macla polisintética no muestran extinción diferencial y otros se acuñan dentro del grano. Otros granos presentan macla de Albita muy difusa o está ausente. Estos caracteres de las maclas son atribuidos a deformación mecánica. Alojan cantidad de minerales opacos. Hay intercrecimientos simplectíticos entre plagioclasa muy sericitizada y cuarzo.

El microclino es anhedral, forma megacrístales y matriz. No es pertítico, excepto por escasas pertitas tipo "film" en los megacrístales de la roca adyacente al granito. La macla en arpillera puede o no estar presente. Además, hay macla de Carlsbad. Los megacrístales tienen glóbulos de cuarzo que en el contacto con el granito es microcristalino. Inclusiones de FK con macla de Carlsbad en un individuo de Carlsbad de un megacrístal con combinación de maclas de Albita-Periclino-Carlsbad y la existencia de relictos de plagioclasa en el núcleo del microclino, evidencian el carácter tardío del FK formador de megacrístales y el reemplazo sobre la plagioclasa. Este proceso no es tan evidente en la roca que contacta con el granito, donde el microclino se desarrolla adyacente a la plagioclasa, sin mostrar corrosión o reemplazo sobre ésta, e incluye fragmentos de la misma con dispar orientación de las maclas según ley de Albita de ambos.

Es incluido por cuarzo e invadido por sericita, óxidos de Fe, clorita y arcillas por fracturas, planos de macla y de clivaje. Incluye apatita sólo raramente y, en la roca del contacto, óxidos de Fe. Está fracturado y algunos fragmentos pueden quedar inmersos en las masas sericítico-cloríticas. Se produce albitización a lo largo de fracturas y en los bordes del microclino (roca del contacto).

3.2.3. Granitos afectados por cataclasis

En todos los casos, las rocas deformadas mecánicamente, conservan las mismas relaciones y caracteres, en lo que a feldespatos se refiere, que la roca fresca o no afectada por cataclasis. Hay acentuación de las texturas cataclásticas.

3.3. MICAS

Las micas, en conjunto, alcanzan un promedio del 10% del total de la roca en los granitos frescos. En los granitos con evidencias de cataclasis alcanzan valores variables entre el 5 y el 20%. En las episienitas, los núcleos sericítico-cloríticos ocupan espacios libres, con distribución y abundancia irregular.

La biotita es subhedral, castaña, muy pleocroica y abundante en el área de la manifestación Los Gigantes. Tiene inclusiones de apatita, circón y agujas de rutilo. Es invadida por cuarzo. Está afectada por muscovitización y cloritización con separación de minerales opacos y titanita, que pueden ubicarse en los planos de clivaje. Hay husos de feldespatos potásicos en los planos de clivaje. Según Leroy (1978) el feldespato se forma como subproducto de la cloritización. El pleocroismo disminuye con el acercamiento al contacto con la episienita, mientras que la muscovitización aumenta, con separación de abundantes óxidos de hierro. También hay flexura de las láminas. Finalmente, en las episienitas está ausente, siendo reemplazada por la mezcla de sericita-clorita, donde se reconocen láminas de muscovita, en algunos casos.

En el área de Los Riojanos, la biotita presenta más o menos las mismas características, aunque es menos abundante. La coloración es castaño rojiza. Puede estar incluida en cuarzo. La muscovitización y el pleocroismo también varían con el grado de deformación de la roca. La cloritización da titanita pleocroica y óxidos de Fe.

El granito porfiroide de la manifestación Don Alberto es portador de biotita castaña, muy pleocroica. La pérdida de óxidos de Fe es acompañada por la formación de titanita. También hay cloritización. Incluye grandes cristales de apatita y circón con halo pleocroico.

Lira (1985) describe inclusiones de magnetita y comprueba la presencia de Ti por microanálisis con sonda electrónica. Como producto de

la cloritización, describe la formación de rutilo capilar y, posiblemente, ilmenita.

En algunas muestras es posible encontrar toda la secuencia de transformación de la mica, es decir, hay restos de biotita, láminas de muscovita derivada de aquélla, y núcleos de sericita-clorita.

Respecto de la muscovita, en muchos casos es evidente su derivación a partir de la biotita (por un proceso de desferrización), ya que conserva débil pleocroismo y está íntimamente asociada a óxidos de Fe y/o Ti. Además aloja las mismas inclusiones de la biotita. El ángulo 2V es próximo a 0°. También hay muscovita, en láminas de menor tamaño, que se genera por alteración y reemplazo de los feldespatos. Cuando la muscovita reemplaza a la plagioclasa, las láminas neoformadas se distribuyen según los planos de macra y/o clivaje. En Los Gigantes y en Don Alberto hay láminas grandes, incoloras, de muscovita primaria, sin inclusiones. Contacta en forma no reactiva con la biotita y puede alojar cuarzo globular.

La clorita consiste en agregados vermiformes de láminas de sección monoclinica pseudo hexagonal, verdes o amarillentos, y pleocroicos. Al producirse la recristalización de cuarzo en los núcleos sericítico-cloríticos, engloba vermes de clorita. En el yacimiento uranífero de mina Margnac, Francia, Leroy (1978) determina que la clorita, incluida en cuarzo de igual origen, es variedad ripidolita (variedad no oxidada de clorita, Deer et al., 1974). Cathelineau (1986) grafica la composición química de cloritas autógenas de rocas alteradas de diferentes localidades de Francia. Según sus investigaciones, las cloritas son principalmente ripidolitas y brunsvigitas. Para las fengitas obtiene un alto contenido de celadonita y un bajo contenido del miembro paragonita. Donde las cloritas y fengitas han cristalizado en equilibrio, encuentra relaciones Fe/Fe+Mg muy similares (Cathelineau, op. cit.).

Hay intercrecimientos simplectíticos de cuarzo-biotita, cuarzo-muscovita y muscovita-feldespato. Las simplectitas cuarzo-muscovita generalmente se forman en el contacto del microclino con la muscovita que lo reemplaza ya que por esta reacción se libera sílice que se intercrece con la mica. Como producto de este reemplazo también pueden formarse intercrecimientos vermiformes muscovita-microclino. Otro tipo de intercrecimiento se produce entre cuarzo y sericita en las rocas con cataclasis y/o episienitización.

3.4. APATITA

Es notable, tanto en los granitos como en las episienitas, el tamaño de los cristales de apatita, que pueden llegar hasta 0,7 mm en la roca fresca. Son cristales euhedrales a subhedrales que están alojados en plagioclasa pudiendo desarrollar halo pleocroico. También están contenidos en sericita y en biotita, donde genera halo. Además aparece intersticialmente. En las episienitas, los cristales, por lo general, están muy fracturados y corroídos (algunos son esqueléticos) aunque, también pueden ser euhedrales con hábito prismático.

En todas las facies tiene inclusiones de circón y de apatita acicular. En la cataclasita de Los Riojanos contiene inclusiones de un material de color negro, con hábito en grumos (magnetita ?). En general, es portadora de inclusiones fluidas de morfología regular elongada, que se orientan paralelamente al eje c cristalográfico.

En la episienita de La Negra se encontró un cristal de plagioclasa portador de un gran cristal de apatita. El mineral huésped se fractura y reorienta alrededor de la apatita.

Además de su tamaño, debe destacarse, la abundancia de este mineral, que puede alcanzar concentraciones importantes aún como mineral accesorio. Lira (1985) encuentra apatita en todas las facies por él estudiadas, o sea, en enclaves magmáticos tempranos, en nódulos tonalíticos, en todas las variedades graníticas y en pegmatitas. Este autor da un porcentaje modal de 0,5 a 1,5 para los granitos, mientras que en los enclaves ese valor puede llegar hasta el 20%. En las metamorfitas de contacto encuentra núcleos o bandas de apatita pura (Lira, 1984-85). En todos los casos determina que la molécula dominante es fluorapatita (Lira, 1985). En el granito porfiroide se han encontrado cristales tabulares a prismáticos cortos de apatita postgranítica, asociada a muscovita y metatorbernita (Lira, 1985).

La variedad de hábito acicular debe ser anterior a la variedad prismática ya que, como se mencionara, ésta incluye a la primera. Fersman (1961) adjudica a la fase magmática, la cristalización de largos cristales de apatita incolora, producto de la protocristalización. La variedad

acicular también aparece como inclusiones en plagioclasa, en cuarzo, en feldespatos y en biotita. Es decir, excepto por su hábito y por estar incluida en apatita prismática y equidimensional, no tiene diferencias con ésta. Lira (op. cit.) describe apatita prismático-acicular en los nódulos tonalíticos.

3.5. CIRCON

Está alojado en biotita, y menos frecuente en biotita desferizada, en apatita, en feldespatos, o bien es intersticial. Es euhedral y ocasionalmente presenta zonación por crecimiento secundario (episienitas de Don alberto y de Los Gigantes). En biotita puede generar halo de reacción. (Ver pág. 239 por contenido de uranio).

Puede estar intercrecido con minerales opacos (óxidos de hierro ?) en los granitos de las manifestaciones Los Riojanos y Los Gigantes.

En la episienita de Don Alberto se encontraron algunos individuos con ligera coloración amarillenta. Según Heinrich (1965) óxidos de hierro amarillos pueden teñir superficialmente algunos granos.

3.6. FLUORITA

Fluorita intersticial aparece como mineral accesorio, accidental, en algunos sectores del granito de Los Riojanos (muestra LR ex 21; 140,40-140,60 m). También ha sido descripta como relleno de diaclasas, en su variedad violácea, acompañada por mineral de uranio (muestra LR ex 11; 51,50 m; Daziano, 1983).

Pero, en el área del yacimiento Schlagintweit, la fluorita es mucho más abundante. Cristaliza como relleno de diaclasas (N 310°) y pequeñas grietas en el granito biotítico, porfiroide. Está muy asociada con autunita-metautunita. Son agregados de grano fino, fácilmente disgregables. Por lo general, desde la roca de caja hacia el centro de la diaclasa aumenta el color de los cristales desde violeta-incoloro hasta negro. Un

mismo cristal presenta cambios de incoloro a violeta. Además puede tener color amarillo pálido. Algunos sectores de estas venas están formados por fluorita y cuarzo.

3.7. HEMATITA

En el área de la manifestación Los Gigantes hay venillas de hasta 1,5 cm de potencia, de desarrollo irregular, constituidas por cuarzo, de color gris, y hematita especular. Estas venillas se alojan preferentemente en las episienitas. (El color gris del cuarzo es otorgado por el mineral opaco).

La hematita tiene brillo metálico, color gris plomo a negro, raya castaño oscura y exfoliación en láminas. El hábito es tabular, con individuos de hasta 0,5 cm, orientados al azar.

En corte delgado, se la ve alojada en cuarzo, a veces en plagioclasa y en núcleos de sericita. Comúnmente está intercrecida con anatasa. En una muestra (sector Sur del cuerpo episienítico) aparece alojada en calcita (muestra utilizada en el estudio microtermométrico).

Químicamente se reconoció la presencia de Fe^{3+} por reacción con tiocianato de K (reacción color rojo sangre) y con ferrocianuro de K (reacción color azul intenso) luego de atacar con HCl en caliente.

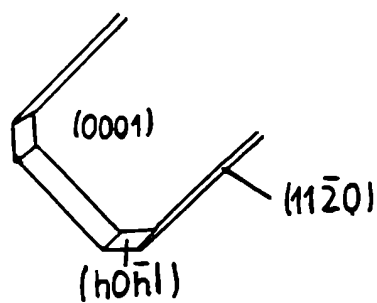
El preparado calcográfico revela cristales tabulares con macla polisintética oblicua a la longitud de los cristales $[(10\bar{1}1)]$ según Klockmann y Ramdohr, 1947)]. Tiene alta anisotropía en las maclas. La extinción es recta. Es pleocroica, de color blanco a blanco grisáceo. Está intercrecida escasamente con rutilo o anatasa.

En lupa se han reconocido las caras (0001) pinacoide; $(11\bar{2}0)$ prisma y $(h0\bar{h}l)$ romboedro (fig.6).

La ausencia de los reflejos internos rojos que caracterizan a la hematita cuando se la observa con luz reflejada, puede ser producida por la

falta de un buen pulido; aunque también pueden estar ausentes por la presencia de FeTiO_3 en solución sólida con la hematita. FeTiO_3 es ilmenita blanca según Ramdohr (1969). Para Angelelli et al. (1983) es FeTiO_3 y se forma a alta temperatura. Si existe solución sólida, la reflectividad disminuye.

Puede originarse a partir de la oxidación de ilmenita, por un proceso hidrotermal que también produce anatasa (ver: anatasa, origen).



(0001) pinacoide

(1120) prisma

(h0h1) romboedro

Fig. 6: Hematita, formas cristalinas.

3.8. MINERALES DE TITANIO

3.8.1. Distribución

3.8.1.1. Granitos

Además de las **agujas de rutilo** (alojadas en cuarzo, plagioclasa y biotita) los granitos pueden ser portadores de **esfena (titanita)**. Este mineral se forma por desestabilización de la biotita con pasaje a muscovita, por lo cual queda asociada con óxidos de Fe en forma de huso, alojados en los planos de clivaje, o bien en grumos. También es común que se forme cuando la biotita se cloritiza.

La biotita, por lo general, es de color rojo lo que indica un alto contenido en Ti^{4+} (Deer et al., 1974). Lira (1985) comprueba la presencia de Ti en biotita del monzogranito de grano fino con megacristales de microclino, por análisis con microsonda electrónica. Giménez de Patiño (1989) también atribuye la coloración rojiza a la presencia de Ti^{4+} .

La mayor abundancia de esfena de este origen se encuentra, lógicamente, en rocas donde el pasaje de biotita a muscovita es más avanzado y donde la biotita ha sido más abundante. Esta mica pierde gran parte de su color y pleocroismo durante el proceso.

En el granito de Don Alberto, además de titanita hay anatasa.

El cuarzo **magmático** generalmente es portador de cantidades variables de agujas de rutilo. También la plagioclasa granítica incluye agujas de rutilo.

Lira (op. cit.) y Giménez de Patiño (op. cit.) describen haces aciculares radiados de rutilo en biotita cloritizada (textura sagenítica), originados por la liberación de Ti por reacciones deutéricas. Además, Lira (op. cit.) encuentra rutilo en los enclaves de segregación temprana, en prismas y agujas, alojados en cuarzo y en plagioclasa intersticial.

3.8.1.2. Granitos tectonizados

En la mayoría de los granitos en proceso de alteración la biotita está total o casi totalmente muscovitizada. Sólo se conserva fresca cuando está incluida en cuarzo. El proceso de muscovitización produce la asociación con óxidos de Fe con hábito en grumos y en ocasiones se reconoce esfena, por lo que se deduce que, posiblemente en todos los casos, parte del material liberado corresponde a óxidos de Ti.

En la muestra LR ex VII (37,10-37,20 m, microbrecha con recristalización) la esfena es autógena, euhedral y pleocroica. Se aloja preferentemente en los núcleos sericíticos (zonas de grano fino). Son secciones rómbicas (fig.7) o irregulares, de relieve alto, incoloras a amarillo-verdosas, con muy alta birrefringencia. El pleocroismo determinado es: α' = verde oscuro, casi negro > τ' = amarillo a incoloro. La figura de interferencia es biáxica o uniáxica (Johansen, 1928). Tiene clivaje en dos direcciones [puede ser {110}]. Está muy asociada con la calcita y, ocasionalmente, hay cloritas que derivan de la esfena.

La muestra LR ex XI (20,20 m) considerada prácticamente una episienita por el grado de alteración, tiene pasaje de biotita a muscovita con separación de óxidos de hierro y de titanio. Hay anatasa alojada preferencialmente en los núcleos de sericita.

Al igual que en los granitos frescos, los restos de cuarzo magmático son portadores de agujas de rutilo.

3.8.1.3. Episienitas

A diferencia de lo que es común en los granitos, las episienitas son portadoras de anatasa y no de esfena.

El preparado calcográfico efectuado sobre una venilla de cuarzo-hematita especular de la episienita de Los Gigantes (1EB) en el sector S del cuerpo aflorante, muestra un intercrecimiento de hematita con anatasa.

3.8.2. Anatasa

3.8.2.1. Descripción

En las episienitas y en los granitos tectonizados en proceso de episienitización, la anatasa es un mineral bastante abundante.

Los cristales consisten en una combinación de bipirámide tetragonal con pinacoide basal (fig.8). Esta última forma puede estar ausente. Las caras piramidales tienen estriación paralela a (001). El color es negro o castaño amarillento. El tamaño varía desde microscópico hasta 1 mm. Son cristales aislados o agregados cristalinos de dos a cinco individuos (fig.9). Generalmente están inmersos en sericita. El estado de conservación es bueno con leve alteración a leucoxeno.

Es muy abundante en las episienitas de Los Gigantes y más escasa en las de Los Riojanos, Don Alberto y La Negra. También la hay en granitos en vías de episienitización de Los Riojanos y en el granito que contacta con la episienita en Los Gigantes.

Ópticamente algunas secciones son casi opacas pero, en general, son de color verde amarillento, levemente pleocroicas en ocasiones, de muy alto relieve y muy alta birrefringencia. Son cristales euhedrales, secciones de 6 caras, (h01) o (hhl), o de 4 caras, con extinción simétrica. Cuando se la puede determinar, la figura de interferencia es uniáxica confirmando la simetría tetragonal observada en lupa.

La anatasa está alojada en los núcleos de sericita (y clorita)

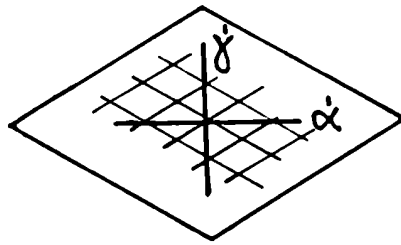


Fig. 7: secciones de esfena

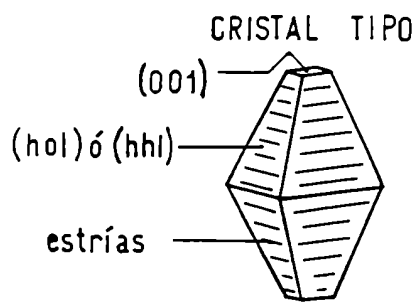


Fig. 8

AGREGADO CRISTALINO

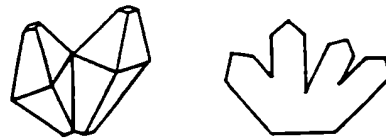


Fig. 9

Anatasa

rodeada o muy asociada a pátinas rojizo-naranja (óxidos de Fe ?) y en menor proporción se aloja en cuarzo. También se encuentra intercrecida con hematita especular.

Con luz reflejada (muestra 1EB) presenta reflejos internos amarillos, hábito tabular, anisotropía y es semiopaca. Está intercrecida con hematita especular en una venilla. Su origen sería por alteración. Los reflejos internos amarillos son propios del rutilo (Ramdohr, 1969). Sin embargo, anatasa y rutilo son muy similares y pueden diferenciarse solamente por la ausencia de maclas y por la casi ausente anisotropía en la primera. Pero, la macla lamelar puede estar ausente en el rutilo formado por recristalización a partir de la ilmenita (Ramdohr, op. cit.). Considerando las restantes características del mineral, se concluye que se trata de anatasa.

Se efectuó un diagrama de difracción de Rx según el método del polvo, utilizando cámara de Gandolfi. La película muestra 9 líneas que concuerdan con las de anatasa según ficha 21-1272 del JCPDS (1971) y que se presentan a continuación:

Experimental	
d(Å)	I/I ₀
3,5065	100
1,8953	60
2,3678	25
1,6980	30
1,6695	30
1,4754	20
1,2663	15
1,3610	5
1,3357	5

21-1272									
d	3.52	1.89	2.38	3.52	TiO ₂				
I/I ₁	100	35	20	100	Titanium Oxide				
					(Anatase)				
Ref. CuKα ₁ λ 1.54056 Filter Mono. Dia. Cutoff 1/4 ₁ Diffractometer Ref. National Bureau of Standards, Mono. 25, Sec. 7 (1969)					d Å	I/I ₁	hkl	d Å	I/I ₁
Sys. Tetragonal S.G. 14 ₁ /amd (141) Ref. Ibid. β c/a 3.7852 b/a 9.5159 A 2, 4 C D ₂ 3.893					3.52	100	101	1.8436	4
					2.431	10	103	1.0182	2
					2.378	20	004	1.0070	2
					2.332	10	112	0.9967	2
					1.892	35	200	.9555	4
					1.6999	20	105	.9464	4
					1.6665	20	211	.9246	+2
					1.4930	4	213	.9192	2
					1.4808	14	204	.9138	2
					1.3641	6	116	.8966	4
					1.3378	6	220	.8890	2
					1.2795	+2	107	.8819	+2
					1.2649	10	215	.8793	2
					1.2509	4	301	.8664	2
					1.1894	+2	008	.8308	+2
					1.1725	2	303	.8268	4
					1.1664	6	224	.8102	2
					1.1608	4	312	.7974	4
					1.0600	2	217	.7928	2
					1.0517	4	305		
Pattern at 25°C									
FORM T-8									

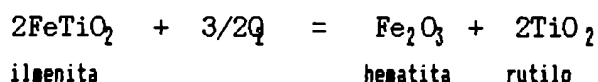
3.8.2.2. Origen

En el granito del contacto con la episienita de Los Gigantes, la biotita está completamente desferrizada. Sobre estas láminas se encuentran agujas semitransparentes (posiblemente rutilo alterado a leucoxeno); asociaciones escamosas de color castaño claro a incoloras, óxidos de Fe granulados y anatasa muy anhedral, en escasa cantidad. Estas características parecerían indicar que la anatasa deriva de la biotita por

expulsión de Ti durante el proceso de muscovitización, favorecido por la cataclasis que abre los planos de clivaje. Ya se indicó que la biotita es portadora de Ti. Además debe tenerse en cuenta la abundancia de agujas de rutilo incluidas en el cuarzo granítico (particularmente en Los Gigantes) y en menor proporción en plagioclasa cálcica, minerales ambos, que en las rocas transformadas se tornan inestables o están ausentes.

Por otra parte, Giménez de Patiño (1989) encuentra que las dos secuencias graníticas por ella definidas, contienen Ti en ilmenita y titanomagnetita. En el granito de Achala (secuencia I) encuentra magnetita con alta anisotropía, por lo que supone que tiene mucho Ti, está martitizada o tiene exsoluciones discoidales de ilmenita. También encuentra hematita con desmezcla de ilmenita y magnetita ocupando los planos de clivaje. Para la secuencia II, describe también titanita, que no aparece nunca en la secuencia I. Además, la ilmenita es el accesorio de Fe y Ti más común en granitos peraluminosos, y la anatasa, también común, proviene de la ruptura de la ilmenita (Cuney y Friedrich, 1987).

Teniendo en cuenta lo anterior, parece importante indicar que, según Ramdohr (1969) el rutilo puede originarse a partir de la ilmenita por un proceso hidrotermal dando un agregado fino de un íntimo intercrecimiento de rutilo y hematita. Según Cailteux y Dimanche (1973) se produce una reacción de oxidación de la ilmenita:



Pero, también la anatasa puede formarse en vez de rutilo, a partir de ilmenita, en condiciones especiales no muy claras (Ramdohr, op. cit.). Cuney et al. (1983) describen ilmenita oxidada a anatasa y hematita en la facies de la Brame del macizo de San Silvestre (Francia). Por otra parte, Deer et al. (1974) sostienen que la anatasa puede ser producto de la alteración de otros minerales de Ti como la esfena y la ilmenita. Según estos autores, la anatasa es el polimorfo de baja temperatura del óxido de Ti, mientras que el rutilo es la forma más estable a casi todas las temperaturas y presiones (Ramdohr, op. cit.) o es el polimorfo de alta

temperatura (Deer et al., op. cit.).

Finalmente, se concluye que la forma más estable y más común del óxido de Ti, en las episienitas, es la anatasa; mientras que en los granitos, el Ti se encuentra en ilmenita, titanomagnetita, biotita, esfena y/o rutilo.

La desestabilización de minerales graníticos portadores de Ti evidentemente tiene que estar ligada al proceso cataclástico-hidrotermal que afecta a la roca fresca. La concentración de anatasa en las episienitas se debe exclusivamente al hidrotermalismo que permitió su cristalización.

3.9. CARACTERES CATACLASTICOS DE LOS MINERALES ESENCIALES

Es evidente, a juzgar por las características texturales de las muestras, que la tectónica ha jugado un rol bastante importante en lo que respecta al origen de las episienitas.

De acuerdo con el grado de deformación, se ha distinguido entre episienitas (o rocas graníticas transformadas), granito con diferentes grados de episienitización y de cataclasis, y granitos apenas afectados por tectónica. Los caracteres cataclásticos de los granitos y de los granitos con cataclasis o en proceso de episienitización (en grado variable) se resumen en el cuadro I. También es importante recordar que los afloramientos conocidos de episienitas son, en su mayoría, lentes (o similares) de orientación aproximada N-S.

Las deformaciones de los minerales en los granitos en proceso de episienitización se describen a continuación:

Biotita: de acuerdo con lo observado es el mineral más rápidamente deformado y el primero en ser afectado por cataclasis, coincidiendo con lo expresado por Higgins (1971). La aparición de microfracturas y de flexuras que abren los planos de clivaje, favorece la pérdida de hierro y de titanio, generándose una mica de tipo muscovítico que, con aumento de la deformación, pasa a constituir una masa de mica fina sericítica. En ocasiones quedan, dentro de ese material sericítico, láminas relicticas de muscovita, flexuradas. También puede producirse la cloritización parcial o total de la biotita de manera que el material resultante es de composición sericítico-clorítica. Este es, en gran medida, el origen de los núcleos encontrados en los granitos en proceso de transformación y en las episienitas. Los óxidos liberados quedan en la sericita, pudiendo, bajo condiciones apropiadas, recrystalizar como otras especies minerales (por ejemplo, anatasa). Las inclusiones originales de la biotita quedan ahora incluidas en la sericita-clorita. Todas las fracturas y contactos intergranulares pueden ser ocupados por esa mezcla sericítico-clorítica.

Cuarzo: adquiere extinción ondulosa, luego fragmentosa con desarrollo de fragmentos elongados según el eje c, dispuestos paralelamente entre sí, textura en mortero, poligonización y sutura. Estas últimas texturas ya indican disolución y recristalización del cuarzo. Está atravesado por trenes y planos discontinuos de inclusiones fluidas, algunos de los cuales sufren ondulaciones. Las agujas de rutilo que incluye son fracturadas y desplazadas. Es posible que estas agujas actúen, durante la deformación, como anisotropías mecánicas. Las "muescas" o "cicatrices" que permanecen iluminadas durante la extinción del mineral y que se han observado en algunos granitos tectonizados y en episienitas, podrían ser relictos de aquellas agujas. Según Higgins (1971) el cuarzo puede recristalizar dentro de una masa fina producto de trituración, en bandas delgadas "arborescentes". La recristalización de planos de microfracturas puede producir el atrape de inclusiones fluidas. Teniendo en cuenta los contactos entre granos se ha diferenciado el cuarzo de origen magmático del cuarzo que ha sido disuelto y recristalizado (ver mineralogía: cuarzo). Sin embargo, no es posible en la práctica, diferenciarlos inequívocamente en todos los casos, ya que, de acuerdo con Crawford (1981) un grano se puede disolver en un lado, mientras está creciendo del otro, o se puede deformar y recristalizar en nuevos pequeños granos mientras retiene algunos de los caracteres de la fase primaria. En estos casos no es posible distinguir entre inclusiones primarias y secundarias.

Feldespatos: las plagioclasas muestran flexura y fractura de los planos de macla, maclas en peine (maclas de deslizamiento, según Vance, 1961) pérdida del maclado, estructura en "tablero de ajedrez" y fractura general de los granos. Hay albitización que produce peritización del microclino e idiomorfismo a la plagioclase anterior, así como nuevos cristales. Las evidencias texturales llevan a considerar que la plagioclase cálcica sufre también desestabilización por razones físicas y/o químicas. En los granitos en proceso de transformación, la plagioclase cálcica está muy fracturada e invadida por sericita-muscovita. Por sectores sólo se evidencia un difuso maclado, entre escamas de sericita. Es importante considerar también que la plagioclase cálcica es el mineral más importante con respecto a las inclusiones de apatita (en cantidad y tamaño). Si bien es cierto que puede haber neoformación de apatita, en las episienitas, los cristales más grandes están incluidos en los núcleos sericítico-cloríticos.

La trituración de cuarzo y feldespatos da lugar, en ocasiones, a un mosaico granoblástico muy fino que se mezcla con la sericita-clorita.

GRANITOS AFECTADOS POR CATACLASIS

Los Riojanos (LR)							Los Riojanos (LR)						
15 (46,70-46,60 m)		15 (44,70-44,90 m)		15 (44,90 m)		XI (12,40-12,63 m)		XI (12,90-12,40 m)		XI (20,20-20,90 m)		VII (37,10-37,30 m)	
Idem		Idem		Idem		fracturas en minerales		Idem		Idem		Idem	
ondulosa fragmentosa		ondulosa fragmentosa		fragmentosa		fragmentosa fragmentación→ trituración		porfiloclastos: fragmentosa		relámpago ondulosa fragmentosa		fragmentos	
(mortero)		sutura microcristalino		(mortero) al		(mortero)		cemento: relámpago		crec. sec.		sutura venillas	
-terminación de macia según lineación		-flexura de macias		-macias en punta de lanza		feldespatos en general: fragmentos impregnados por óxidos de hierro en material sericitico-clorítico		Feldespatos como porfiloclastos		-macia difusa -escasas lamelas -estructura en "tablero de ajedrez"		-macias en pelne -macias flexuradas -estructura en "tablero de ajedrez"	
-macias terminadas en punta o abruptamente		-macias en pelne (o lanza)		-pérdida de macia								-extinción ondulosa -granos con sectores sin maclar -grietas con inversión de maclado	
-partitas de reemplazo (albitización) en "tablero de ajedrez"		-macia muy deformada		-macia muy deformada						-feldespatos con minerales opacos en zona triturada		-feldespatos: colas de presión	
-albitización por fracturas		-parches fracturados y reorientalizados				blo→ mu+ar				blo→ mu			
blo→ mu+ar flexuras y pliegues		blo→ mu flexuras		blo→ mu flexuras y fractura									
microbrechas en zonas paralelas		trituración microfracturas paralelas en cuarzo		microfracturas paralelas				-----				trituración cuarzo-feldespato	
GRANITO CATACLASTICO		GRANITO CATACLASTICO		MICROBRECHA-CATACLASITA		GRANITO CATACLASTICO		BRECHA		CATACLASITA		MICROBRECHA	

CUADRO I
CARACTERES CATACLASTICOS

GRANITOS		Los Riolanos (LR)				GRANITOS AFECTADOS POR CATACLASIS	
		Los Gigantes	II (16,00 m) III (25,40-25,70 m)	16 (46,70-46,60 m)	15 (44,70-44,90 m)	15 (44,90 m)	XI (12,40-12,53 m)
CARACTERES GENERALES	fracturas en minerales	Idem	Idem	Idem	Idem	Idem	fracturas en minerales
	(relámpago) ondulosa fragmentosa	fragmentosa	relámpago fragmentosa	ondulosa fragmentosa	ondulosa fragmentosa	fragmentosa	fragmentosa fragmentación → trituración
	(mortero)	(mortero)	(mortero) sutura polygonal crec. sec.	(mortero)	sutura microcristalino	(mortero) al	(mortero) (mortero)
CUARZO	Extinción						
	Recristalización						
PLAGIOCLASA		-Individuos de macia terminados en punta (a veces escalonados)	-macia Ab con pocos individuos, lamelas gruesas	-terminación de macia según lineación	-flexura de macias	-macias en punta de lanza	feldespatos en general: fragmentos impregnados por óxidos de hierro en material aerítico-clorítico
		-macias flexuradas	-macia difusa	-macias terminadas en punta o abruptamente	-macias en peine (o lanza)	-pérdida de macia	
MICROCLINO		-desaparición de lamelas	-individuos de macia terminados en punta		-fracturas con inversión de macias	-macia de Ab flexurada	
				-macia muy deformada		-macia muy deformada	
MICAS			-perlititas de reemplazo (albitización) en "tablero de ajedrez"	-parches fracturados y reorientados			
			-albitización por fracturas				
OTROS		blo → mu flexuras	blo → mu + r flexuras y pliegues	blo → mu + r flexuras y pliegues	blo → mu flexuras	blo → mu flexuras y fractura	blo → mu + r
		trituración	microbrechas en zonas paralelas	microfracturas paralelas en cuarzo	trituración microfracturas paralelas en cuarzo	microfracturas paralelas	
		GRANITO CATACLASTICO	GRANITO CATACLASTICO	GRANITO CATACLASTICO	GRANITO CATACLASTICO	MICROBRECHA - CATACLASTICA	GRANITO CATACLASTICO
							mayor cataclasis →

4. INCLUSIONES FLUIDAS - DESARROLLO TEORICO

4.1. EL ESTUDIO DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS

4.1.1. Introducción

Mientras se produce el crecimiento o recristalización de un cristal en el seno de un fluido de cualquier tipo, diversas irregularidades del crecimiento pueden atrapar pequeñas cantidades de dicho fluido, que queda encerrado por la continuación del proceso de crecimiento. De esta manera, numerosos procesos geológicos que contribuyen a la formación de una roca quedarán registrados en los fluidos y sólidos contenidos en las irregularidades (inclusiones) revelando la presencia, casi universal, de una fase fluida en los eventos geológicos que dan origen a dicha roca.

Todos los minerales contienen inclusiones fluidas, pero no son siempre visibles por su reducido tamaño pero los minerales de las rocas que se han formado en ambientes con deficiencia de agua generalmente no contienen inclusiones fluidas.

El entrapamiento de los fluidos puede producirse durante el crecimiento del cristal o por recristalización de fracturas en una etapa posterior. En el primer caso se las denomina inclusiones primarias o singenéticas y en el segundo, secundarias.

El estudio de las inclusiones fluidas es de suma utilidad en la identificación y caracterización de los fluidos responsables de mineralizaciones y alteraciones de un yacimiento. En efecto, el fluido puede dar información acerca de la naturaleza de los constituyentes, su proporción, y la cantidad de elementos volátiles y sales solubles que han estado presentes durante la formación del yacimiento, pero que han dejado rastros de su paso sólo en las inclusiones fluidas. Estos remanentes de los fluidos mineralizantes dan información que ayuda a caracterizar el ambiente geológico y metalogenético de un yacimiento y la variación, en tiempo y espacio, de las características físicoquímicas de las soluciones (temperatura, presión, densidad, salinidad y composición). Estos datos sirven de ayuda en la búsqueda de mineralizaciones ocultas y en la distinción entre filones estériles y mineralizados.

En todos los casos, y tal como lo han indicado numerosos autores, las conclusiones obtenidas por este método deben comprobarse y corresponderse con resultados obtenidos por otras vías, tales como observaciones de campo, asociaciones minerales, etc.

4.1.2. Origen de las inclusiones

Las inclusiones de un mineral generalmente no son contemporáneas entre sí; su formación puede estar separada por millones de años. Consecuentemente, los procesos que les habrían dado origen pueden ser completamente diferentes y, por lo tanto, la composición de los fluidos atrapados también será diferente. Por esa causa, la distinción entre inclusiones primarias (formadas durante el crecimiento del cristal) y secundarias (formadas durante un proceso de recristalización) es fundamental en el estudio de inclusiones fluidas. No existen criterios absolutos para diferenciar las inclusiones en cuanto a su origen. De todos

modos, Roedder (1984) enumera varias observaciones para la determinación del origen.

Según su origen las inclusiones han sido clasificadas en dos tipos principales:

a) inclusiones primarias: son producidas por cualquier interferencia que sufra el proceso de crecimiento del mineral, ya sea irregularidades de crecimiento o inhomogeneidades fluidas. Roedder (1984) da diferentes mecanismos de captura de las inclusiones primarias. Inclusiones de este origen son las que representan las reales condiciones de formación de un mineral y por lo tanto del yacimiento o roca según el caso, revelando las características físicoquímicas de los fluidos originales. En general, se ubican según zonas de crecimiento del cristal.

b) inclusiones secundarias: son aquéllas que se forman por cualquier proceso después que se ha completado la cristalización del mineral huésped. El mecanismo más difundido de formación de inclusiones fluidas de origen secundario es el sellamiento o cicatrización de un cristal (fig. 10). De este modo, las inclusiones quedarían dispuestas según planos que, a menudo, atraviesan los límites del mineral sin cambiar de orientación.

Puede suceder que dichos planos no corten los límites del grano pero, en este caso, la orientación más o menos constante de los planos, sin relación con la orientación de los minerales, indicaría que se trata de una fractura cicatrizada.

c) inclusiones pseudosecundarias: a pesar del tiempo que separa la formación de inclusiones primarias y secundarias, existe una zona de superposición de ambos tipos.

Si un cristal se fractura durante su crecimiento, los fluidos a partir de los cuales estaba creciendo podrán penetrar en la fractura y ser atrapados en el núcleo del cristal por una posterior cicatrización.

En síntesis, en un cristal idiomorfo las inclusiones primarias aparecen, en general, aisladas, o se distribuyen según planos cristalográficos (superficies de crecimiento) mientras que las secundarias se alinean a lo largo de fracturas, atravesando el cristal con orientación distinta a la de las primarias, pero cronológicamente se encuentran todas dentro de la zona de crecimiento del cristal.

En minerales que constituyen las rocas masivas, los planos de crecimiento nunca son visibles y la cronología se define con respecto al borde de los granos. Las inclusiones primarias de gran tamaño aparecen aisladas y distribuidas al azar o en el borde de los granos. Las inclusiones secundarias atraviesan los bordes del grano según fracturas cicatrizadas o recrystalizadas; son mucho más abundantes y de menor tamaño. También pueden disponerse según los planos de exfoliación y mostrar formas muy irregulares.

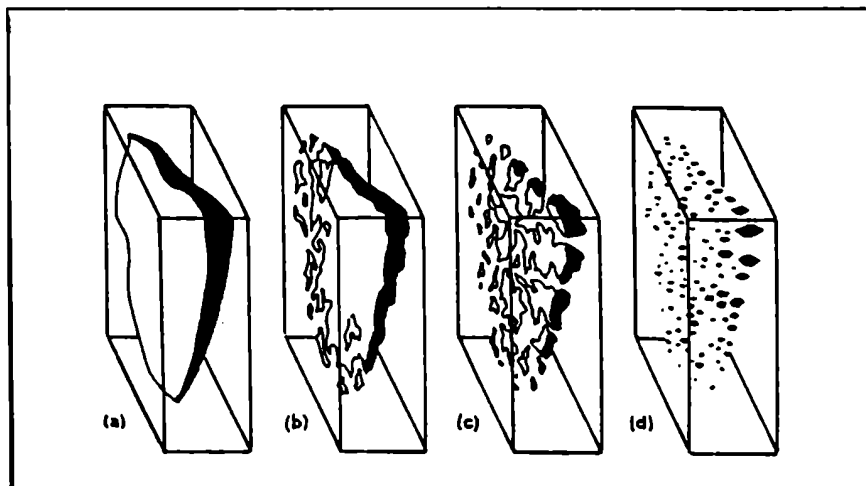


Fig. 10: cicatrización de una fractura en un cristal de cuarzo, dando como resultado inclusiones secundarias. Procesos de disolución y redeposición pueden originar inclusiones con morfología cristalina (cristales negativos) (de Roedder, 1984).

4.1.3. Técnicas de estudio

La primera etapa del estudio de inclusiones fluidas consiste en su búsqueda e identificación en secciones delgadas comunes o en grano suelto. Si esta búsqueda resulta positiva se preparan las secciones gruesas doblemente pulidas que son examinadas al microscopio. Este examen tiene por objeto tratar de identificar las fases presentes, usando para ello una variedad de propiedades útiles medibles con el microscopio petrográfico tales como color, birrefringencia, índice de refracción, fluidez o viscosidad del fluido, características de humectación del fluido contra las paredes de la cavidad, etc.

Luego se realiza el estudio por medio de otros métodos no destructivos tales como microtermometría, absorción de luz infrarroja y ultravioleta, y fluorescencia. Los datos así obtenidos son cualitativos y en algunos casos semicuantitativos. Métodos adicionales que no incluyen la microscopía son la resonancia magnética nuclear, análisis térmico diferencial sensible y activación neutrónica seguida por medición de la radiación gamma. Recientemente se ha empezado a usar microsonda láser y rayos Rahman combinados con espectrometría de masas.

Igualmente, el microscopio electrónico de barrido ofrece grandes posibilidades para la observación y análisis de las inclusiones de los minerales, ya que esta técnica, combinada con un espectrómetro de energía

dispersiva de rayos X, permite conocer su morfología y composición (Tsui y Holland, 1979).

Los métodos destructivos dan información cuantitativa y comprenden el análisis químico de las soluciones, el análisis químico de los gases y la decrepitación por platina trituratora.

Si bien los métodos destructivos dan, en general, mayor información, en opinión de numerosos especialistas es preferible realizar un buen estudio a través de métodos no destructivos ya que las inclusiones son irrecuperables.

El reducido tamaño de las cavidades que albergan los fluidos hace que su estudio sea sumamente difícil, no existiendo actualmente una técnica específica de estudio.

4.2. MICROTHERMOMETRIA - INTERPRETACION DE LAS MEDICIONES

4.2.1. Introducción - Conceptos Generales

La técnica se basa en la medición de las temperaturas a las que ocurren los cambios de fase en el fluido entrampado en las cavidades minerales, al enfriar y calentar la muestra.

Mientras no existan pruebas de heterogeneidad (por ejemplo gotas de aceite) se supone que el fluido en el cual crecían los cristales era homogéneo a la alta temperatura de cristalización (Roedder, 1967).

Durante el enfriamiento que sigue a la cristalización, la contracción térmica del fluido es varias veces mayor que la del mineral huésped y, por esa causa, dentro de la inclusión se forma una burbuja de vapor. Esto fue postulado por Sorby (1858) quien concluyó que la temperatura de entrampamiento puede ser estimada calentando desde la temperatura ambiente hasta que desaparezca la burbuja. Al producirse la homogeneización de las dos fases se volvería a las condiciones iniciales de formación del mineral y, de ese modo, esta temperatura, llamada temperatura de homogeneización (T_h) o temperatura de llenado es la temperatura mínima de formación del mineral. Se considera como límite mínimo ya que deben hacerse ciertas correcciones aditivas al considerar la presión del fluido durante el crecimiento, factor que facilita el atrape de inclusiones a una temperatura más alta que la de homogeneización.

El tipo más común de inclusiones consiste en un líquido de baja viscosidad y una burbuja de gas o vapor (por contracción diferencial) que generalmente tiene un volumen menor que el del líquido. La relación de volumen líquido a volumen total se denomina grado de llenado (degree of fill).

El líquido es, generalmente, una solución acuosa con sales disueltas. Entre éstas, la más importante es, sin duda, el NaCl. Además del agua, el líquido más frecuente es el CO_2 . También es común encontrar Ca^{2+} , Mg^{2+} , SO_4^{2-} , y cantidades menores de Li^+ , Al^3+ , BO_3^{3-} , PQ^{3-} , HCO_3^- , CQ^{2-} , etc.

Los fluidos naturales son siempre más complejos que los sistemas simples $H_2O-NaCl$ y H_2O-CO_2 . Por ello, para salvar la dificultad que se presenta al no conocer la composición exacta de las inclusiones y, considerando que son muy pocos los sistemas que se conocen detalladamente, se asimilan las soluciones incluidas, a sistemas sencillos cuyo comportamiento sería semejante al del fluido estudiado. Teniendo en cuenta que el $NaCl$ es la sal disuelta más común, la salinidad de las soluciones que llenan las inclusiones se expresa, normalmente, en **porcentaje en peso de $NaCl$** o en tanto por ciento equivalente de $NaCl$.

4.2.2. Fluidos acuosos subsaturados

4.2.2.1. Medición de la fusión del hielo

El cálculo de la salinidad se basa en el hecho de que la temperatura de congelamiento de las soluciones del sistema $H_2O-NaCl$ está directamente relacionada con la concentración del soluto en solución. En efecto, sales en solución provocan una disminución del punto de fusión del hielo en forma proporcional a la concentración en peso de las sales disueltas (ley de Raoult).

Las temperaturas de congelamiento de las soluciones no pueden obtenerse mediante el enfriamiento directo de las mismas, ya que fenómenos de sobreenfriamiento las mantienen líquidas a temperaturas inferiores al punto de congelamiento. Por ello, se enfría hasta el congelamiento total y se calienta lentamente (ambientalmente), determinándose dos parámetros de la solución:

T_e : temperatura de la primera fusión, es la temperatura a la cual funde el primer cristal de hielo; y

T_f : temperatura de congelamiento, es la temperatura de fusión del último cristal de hielo.

T_e permite identificar la presencia de iones diferentes del $NaCl$, ya que el $CaCl_2$ baja en forma notoria la temperatura del eutéctico $H_2O-NaCl$ ($-20,8^\circ C$), apreciándose en qué medida una solución se aparta de la solución verdadera $H_2O-NaCl$. El parámetro T_f se utiliza en los diagramas de equilibrio $H_2O-NaCl$ para conocer gráficamente la salinidad de la solución (fig. 11) (Roedder, 1962).

La salinidad y la molalidad de una solución pueden determinarse matemáticamente aplicando las fórmulas dadas por Potter et al. (1978), empleando T_f :

$$W_s = 0,00 + 1,76958 \Phi - 4,2384 \cdot 10^{-4} \Phi^2 + 5,2778 \cdot 10^{-6} \Phi^3 \pm 0,028$$

$$m_s = 0,00 + 0,30604 \Phi - 2,8598 \cdot 10^{-3} \Phi^2 + 4,8690 \cdot 10^{-6} \Phi^3 \pm 0,007$$

donde m_s es la molalidad del $NaCl$ en la solución, W_s es el porcentaje en peso de $NaCl$ en la solución y $\Phi = (0 - T_f)^\circ C$.

T_e y T_f son útiles para establecer criterios de correlación entre

distintas muestras, entre diferentes fases de mineralización, o entre yacimientos diferentes.

La temperatura T_s , que es la temperatura a la cual se congelan las inclusiones, podría tener cierta vinculación con la salinidad de las soluciones. De este modo es posible obtener una aproximación de la salinidad sin calcular T_e o T_f . Por otro lado, T_s es función de la velocidad de enfriamiento ya que a mayor velocidad, T_s adquiere valores más bajos.

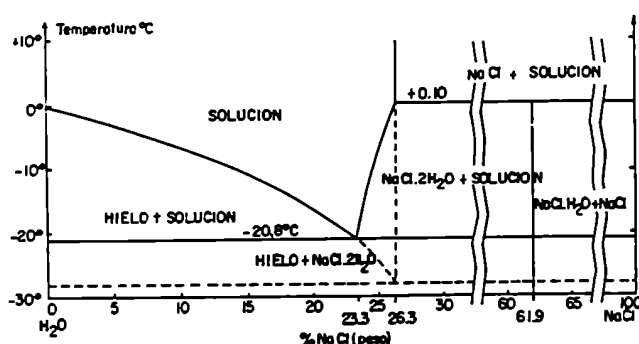


Fig. 11: diagrama de fases del sistema $H_2O-NaCl$ (Roedder, 1962)

Durante los ensayos de crioscopia, se observa frecuentemente la aparición de fases sólidas. Dado el carácter dominante de los iones Cl y Na en las soluciones, dicho sólido es, preferentemente, halita o hidrohalita ($NaCl \cdot 2H_2O$). La halita se presenta en cubos (ocasionalmente también como octaedros) isótopos, con índice de refracción cercano al del cuarzo (1,544). La hidrohalita se caracteriza por tener una fuerte birrefringencia, forma hexagonal y un punto de fusión de aproximadamente $+0,1^\circ C$.

4.2.2.2. Medición de la homogeneización

Si se supone que el fluido atrapado en una inclusión es homogéneo y se considera que la inclusión está herméticamente cerrada (con volumen y masa constante, a una presión y temperatura determinada) cualquiera sea la composición del fluido, este tendrá una densidad original constante e invariable. En toda evolución posterior, mientras el fluido permanezca homogéneo, la densidad original se mantendrá fija, o sea, en un diagrama $P-T$ se moverá a lo largo de una isocora.

A partir de la temperatura de homogeneización de una inclusión multifásica, a P y T ambiente comienza la evolución isocora.

En el diagrama en bloque de las propiedades $P-V-T$ para un componente (fig. 12) que puede ser CO_2 , se consideran tres inclusiones con distintos volúmenes V_1 , V_2 y V_3 . A P y T ambiente consisten en dos fases, líquido y vapor. Si se desciende la temperatura por debajo de T_2 , las inclusiones se congelarán formando una fase sólida y otra vapor. Al calentar, la fase

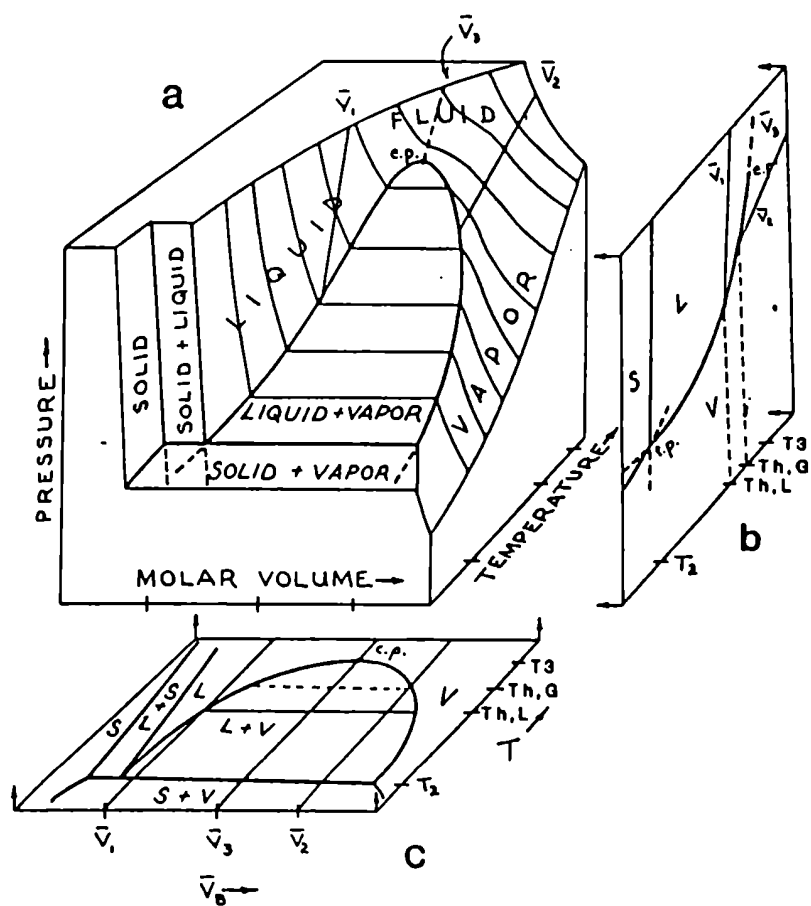


Fig. 12: bloque diagrama de las propiedades P-V-T para un componente (H_2O o CO_2). Fases en equilibrio e isocoras para inclusiones fluidas hipotéticas con volúmenes molares V_1 , V_2 y V_3 en el campo P-T (Burrus, 1981).

sólida funde a T2.

Si se continúa calentando, V1 y V2 varían sus relaciones volumétricas de forma distinta hasta llegar a Th donde se homogeneizan las dos fases:

- V1: fase líquida con mayor densidad (mayor volumen molar) que la fase vapor, la burbuja, al calentar, tiende a desaparecer por expansión de la fase líquida y V1 homogeneiza en la fase líquida.

- V2: fase vapor con mayor densidad (mayor volumen molar) que la fase líquida. Al aumentar la temperatura, la fase líquida tiende a desaparecer y V2 homogeneiza en fase vapor.

- V3: la relación volumétrica de las fases líquida y vapor permanece constante durante el calentamiento, y a la T1 sigue teniendo dos fases con relación volumétrica constante. Al aumentar la temperatura hasta T3, desaparece el límite de fases y la inclusión homogeneiza críticamente. La temperatura y presión se denominan críticas y a partir de este punto el fluido es un gas hipercrítico.

Igualmente en V1 y V2, al sobrepasarse las condiciones de P y T críticas, las respectivas fases líquida y vapor pasan a un gas hipercrítico.

En un diagrama temperatura-densidad (fig. 13) puede verse la evolución de los tres tipos principales de inclusiones cuando se someten a un calentamiento lento y prolongado (para que el equilibrio de las fases no tenga problemas de metaestabilidad).

Para una solución $H_2O-NaCl$ la densidad es también función del contenido de sales disueltas. Para una misma temperatura de homogeneización, la densidad aumenta con el aumento en el contenido de sales disueltas. Para cada solución, la presión y temperatura crítica varían (fig. 14).

4.2.2.3. Cálculos microtermométricos

A- Presión de homogeneización (Ph): la presión de homogeneización es la presión mínima existente durante el entrampamiento de un fluido en una cavidad. Dicha presión y la Th dan el punto inicial de una isocora en un diagrama P-T para un sistema determinado. Conociendo la Tf del hielo y la Th se puede calcular, a partir del gráfico de Talantsev (1980) (fig.15), la presión de homogeneización.

El valor de Ph obtenido se considera mínimo, ya que en la mayoría de los casos, la presión de entrampamiento es siempre mayor si se tiene en cuenta la presión litostática e hidrostática que existía en ese momento. De todos modos, el factor que influye en la presión de homogeneización es la cantidad de sales disueltas. Por la ley de Raoult, se sabe que la saturación de la presión de vapor de la solución disminuye con el incremento en la concentración de sales no volátiles.

B- Profundidad de emplazamiento de la mineralización: la profundidad o espesor de sedimentos suprayacentes puede calcularse utilizando el gráfico de Haas (1971) (fig. 16). Este parámetro indica el recubrimiento

mínimo necesario para que el fluido mineralizador no entre en ebullición. Conociendo la temperatura de homogeneización y la salinidad (obtenida a partir de la temperatura de fusión) se puede entrar al gráfico citado.

La verdadera profundidad será mayor que la calculada, pero este valor permite calcular las reales condiciones de captura.

C- Densidad de las inclusiones fluidas: a partir de los datos de temperatura de homogeneización y de la salinidad puede obtenerse, utilizando el gráfico construido por Ahmad y Rose (1980), la densidad aproximada de la solución más el vapor que contiene una inclusión (fig. 17).

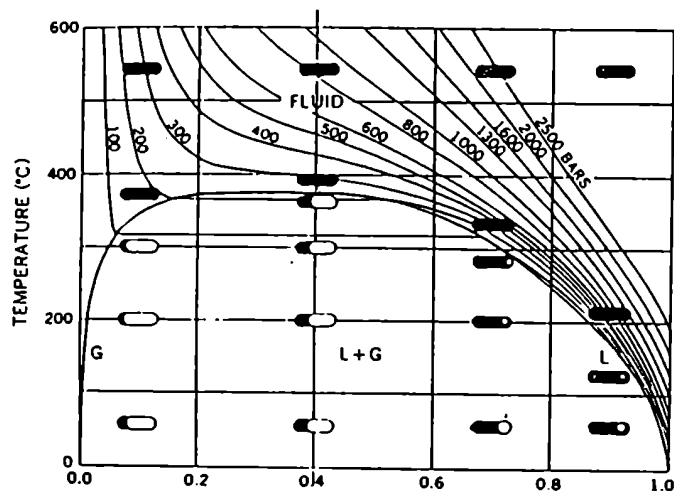


Fig. 13: diagrama D-T para el agua (Roedder, 1984).
Evolución de inclusiones con V1, V2, V3.

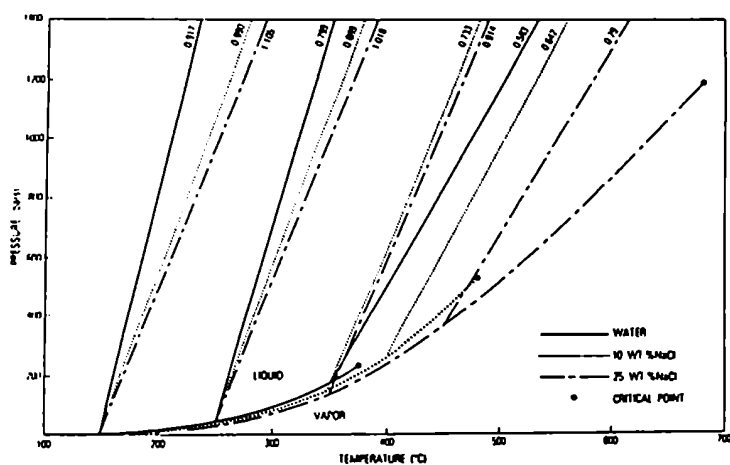


Fig. 14: isocoras y curvas líquido-vapor para soluciones con diferentes concentraciones salinas.
(de Roedder, 1984)

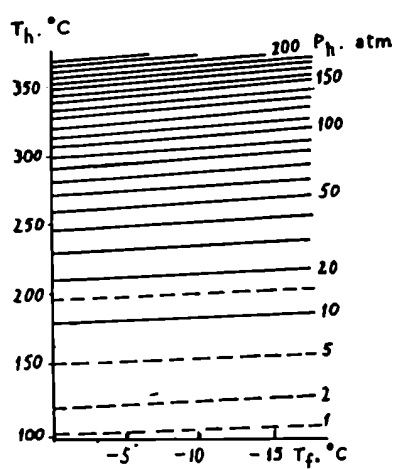


Fig. 15: diagrama para determinar la Ph, para inclusiones líquido-vapor (Talantsev, 1980).

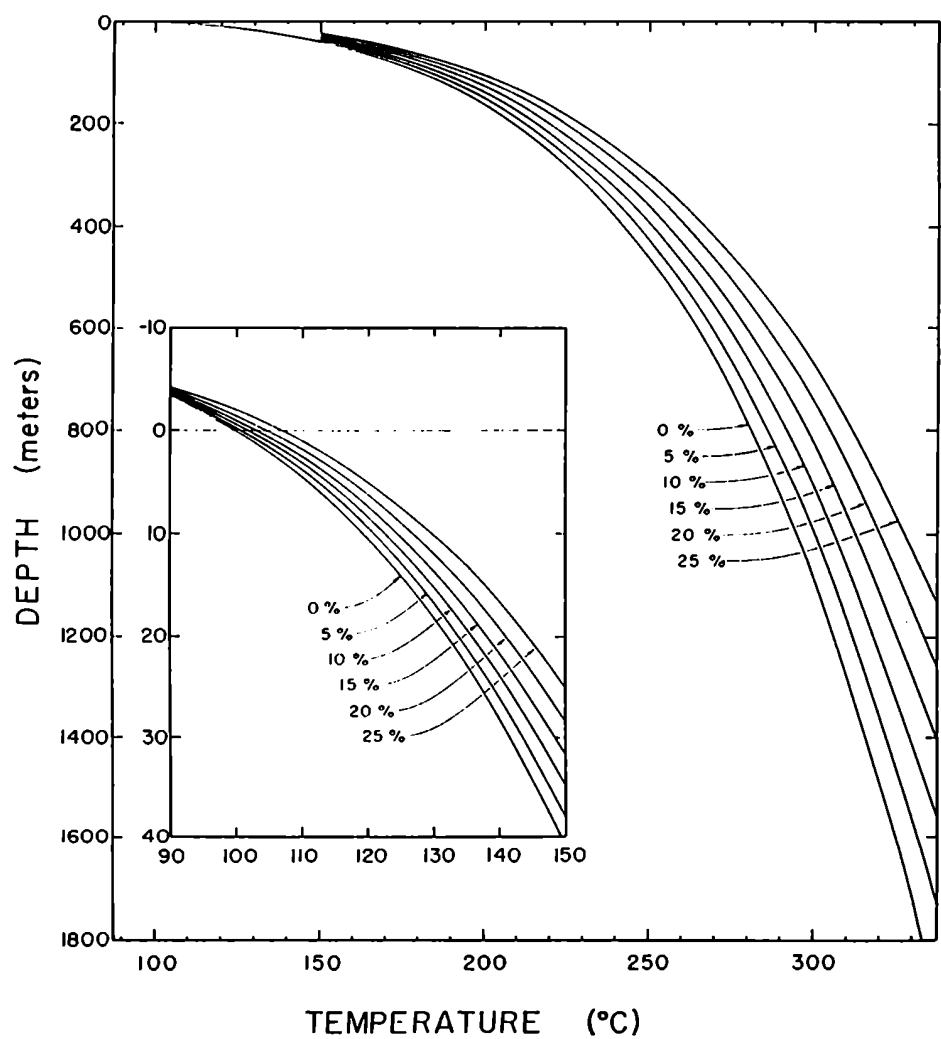


Fig. 16: curvas de ebullición para agua pura o soluciones con NaCl (Haas, 1971).

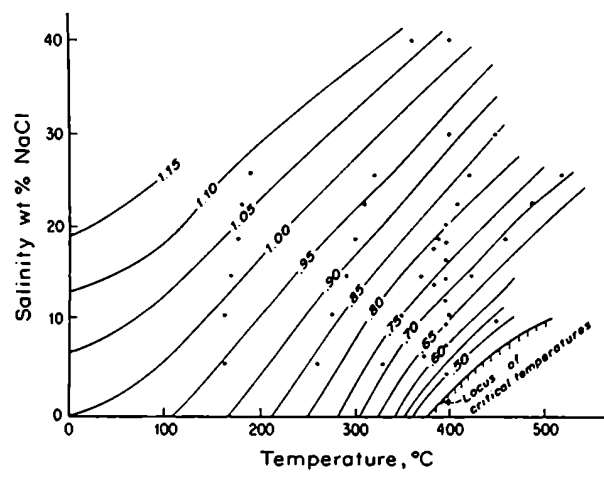


Fig. 17: densidad de los líquidos en el sistema agua-NaCl (Ahmad y Rose, 1980).

4.2.3. Fluidos acuosos sobresaturados

Al producirse el enfriamiento desde la temperatura de atrape hasta temperaturas superficiales, el fluido (de alta densidad) pasa a ser sobresaturado con respecto a una sal soluble como el NaCl. A partir de dicho fluido pueden cristalizar uno o más minerales que se denominan minerales hijos ("daughter minerals"). Se distinguen de los materiales atrapados originalmente como sólidos porque aquéllos desaparecen durante los ensayos de calentamiento. Se diferencian también por medio de sus relaciones de fases en las inclusiones; un mineral que aparece sólo en parte de las inclusiones fluidas en cantidades altamente variables probablemente es una inclusión sólida accidental.

La temperatura a la que dichos cristales se disuelven (T_m) puede servir para conocer la composición del fluido. Los minerales hijos más comunes son los cubos de halita.

4.2.4. Fluidos acuosos carbónicos

4.2.4.1. Características del sistema H_2O-CO_2

El sistema binario H_2O-CO_2 es fundamental en el estudio de las inclusiones fluidas. Las principales características de este sistema son:

- La miscibilidad entre H_2O y CO_2 es débil a baja temperatura.
- La miscibilidad se eleva al aumentar la temperatura.
- La solubilidad del CO_2 en H_2O es apreciable a altas presiones.
- El CO_2 y el H_2O se unen a baja temperatura para formar los hidratos sólidos llamados clathratos.

4.2.4.2. Medición del punto de fusión

Cuando una inclusión con CO_2 y H_2O se enfría entre -70 y $-120^\circ C$, generalmente se produce la coexistencia de las siguientes fases:

CO_2 + hielo + sales + hidratos de CO_2 + vapor.

Durante el ensayo de calentamiento se observa lo siguiente:

- fusión del CO_2 que, cuando es puro, tiene lugar en el punto triple ($-56,6^\circ C$).
- fusión del hielo, por la cual se puede medir la proporción de sal disuelta (raramente visible).
- disociación del clathrato $CO_2 \cdot 5,75 H_2O$.

Si la fusión del CO_2 se produce por debajo de $-56,6^\circ C$, significa que existe cierta contaminación con hidrocarburos. Estos generalmente corresponden a CH_4 y C_2H_6 .

4.2.4.3. Medición del punto de fusión del hidrato

Los hidratos son los sólidos que se forman por combinación de un gas con agua. En el caso del sistema $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$, el hidrato es el llamado clathrato ($\text{CO}_2 \cdot 5,75 \text{H}_2\text{O}$). La presencia del hidrato se evidencia en la formación de un borde aserrado en la interfase solución acuosa- CO_2 líquido. Su fusión se produce no más allá de los 10°C . El descenso de este punto de fusión es originado por la presencia de sales en la solución acuosa (Hollister y Burrus, 1976; Burrus, 1981).

4.2.4.4. Contenido salino

Generalmente no es posible observar el punto de fusión del hielo, hecho que impide el cálculo del contenido salino de la solución acuosa. Larson (1956; en Burrus, 1981) y Bozzo et al. (1973) proponen un método para calcular el porcentaje en peso de NaCl disuelto en agua en función de la temperatura de fusión del clathrato. Para ello se aplica la siguiente ecuación:

$$W = 0,05286 (10 - T) (T + 29,361)$$

donde $T = ^\circ\text{C}$ y $W = \%$ en peso de NaCl, siendo la ecuación válida para el intervalo que va de 0 a 16% en peso.

4.2.4.5. Medición del punto de homogeneización

La solubilidad del CO_2 en agua es función de la temperatura y de la presión. A 20°C y a la presión de saturación del CO_2 , existen 1,8 moles de CO_2 disueltos en la solución. La inclusión fluida que posea una cantidad mayor que 1,8 moles de CO_2 tendrá tres fases inmiscibles: una fase líquida rica en agua con un poco de CO_2 disuelto, una fase rica en CO_2 vapor y una fase rica en CO_2 líquido.

Quando se calienta la inclusión, una de las dos fases carbónicas desaparece. Esta es la temperatura de homogeneización del CO_2 . A partir de este punto, la isocora se separa de la curva de ebullición del CO_2 , lo que permite obtener una densidad parcial de las fases. Las fases de la inclusión ricas en CO_2 se consideran puras (fig. 18).

El conocimiento de la densidad parcial, calculada por la temperatura de homogeneización, junto con la estimación de los volúmenes respectivos de la fase acuosa y carbónica, permite calcular el contenido de CO_2 de la inclusión. El gráfico de Pokrovskii et al. (1975) (fig. 19) permite obtener la densidad de la solución $\text{H}_2\text{O-CO}_2$ y la concentración molar porcentual de CO_2 . Estos parámetros también pueden calcularse a través de las fórmulas:

$$\delta_{\text{real}} = \delta_{\text{CO}_2} \cdot \text{vol. CO}_2 + \delta_{\text{H}_2\text{O}} \cdot \text{vol. H}_2\text{O}$$

$$\% \text{ molar CO}_2 = \frac{N_{\text{CO}_2}}{N_{\text{T}}} \times 100$$

donde:

δ = densidad

vol. = volumen

N = número de moles

$N_T = N_{CO_2} + N_{H_2O}$

$$N_{CO_2} = \frac{\delta_{CO_2} \times \% \text{ molar vol. } CO_2}{PM_{CO_2}}$$

$$N_{H_2O} = \frac{\delta_{H_2O} \times \% \text{ molar vol. } H_2O}{PM_{H_2O}}$$

PM = peso molecular

% vol. = volumen porcentual

4.2.4.6. Homogeneización total

Cuando se calienta una inclusión del tipo H_2O-CO_2 , se produce una miscibilidad entre las dos fases fluidas, pasándose del dominio bifásico H_2O-CO_2 a uno unifásico (fig. 20).

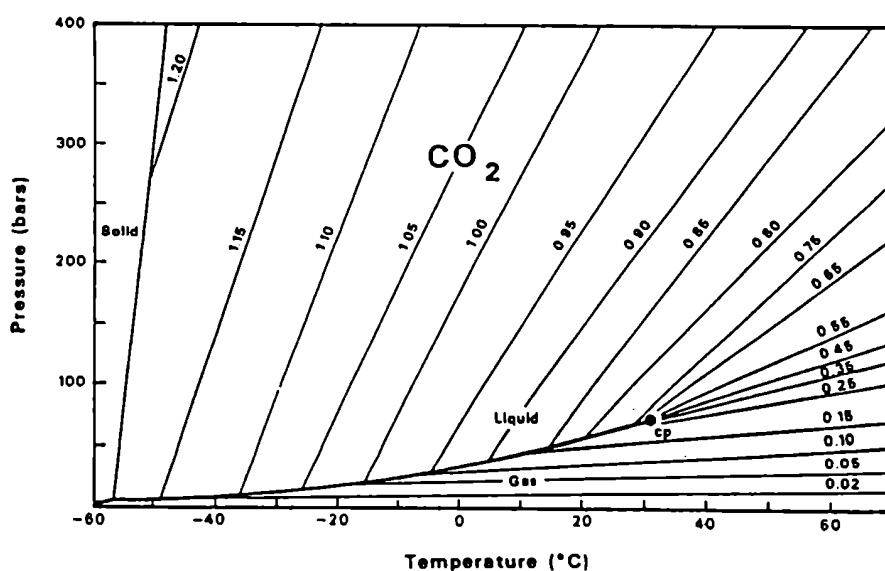


Fig. 18: isocoras del CO_2 puro

(de Hollister, 1981)

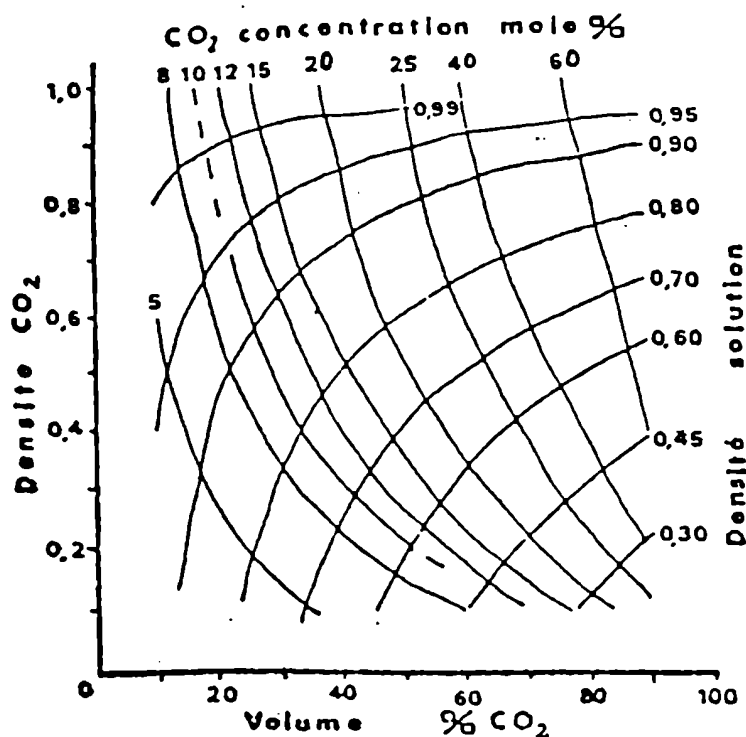


Fig.19: densidad de la solución y concentración porcentual molar de CO_2 (Prokovskii et al., 1975).

4.2.5. Fluidos del sistema $\text{NaCl}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$

La adición de NaCl al sistema binario $\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ afecta el equilibrio de las fases, tanto a baja como a alta temperatura. A baja temperatura el NaCl puede dar lugar a dos fases posibles: halita e hidrohalita, afectando con ello al equilibrio del clathrato. A alta temperatura, puede decrecer la solubilidad del CO_2 en la solución $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$, ampliándose la región de dos fases a altas temperaturas y presiones (figs. 82 y 83).

4.3. HIPOTESIS DE TRABAJO

Con la finalidad de que el estudio de inclusiones fluidas tenga validez, es necesario admitir algunas hipótesis fundamentales:

- 1- El fluido atrapado representa la solución original.
- 2- Este fluido se considera originalmente homogéneo, es decir, formado por una sola fase.
- 3- Las características físicoquímicas del fluido permanecieron constantes a través del tiempo, comportándose la cavidad como hermética y químicamente inerte.

Con respecto al punto (1), debe tenerse en cuenta la posibilidad de que exista pérdida o fuga (leakage) de material de las inclusiones por la

implantación de un gradiente de presiones que se puede generar, por ejemplo, al calentar la inclusión a una temperatura más alta que la temperatura de homogeneización. Otra causa sería una alta presión externa. En ambos casos se produce estallido y migración parcial del fluido contenido en la inclusión. Esto puede ser causa de heterogeneidades en las concentraciones salinas obtenidas experimentalmente. Generalmente, cuando se ha producido fuga, quedan finas prolongaciones de la cavidad hacia el mineral huésped. Para detectar posible fuga producida durante las experiencias de calentamiento es necesario efectuar la medición de la temperatura de homogeneización varias veces, controlando además, que no haya habido cambio en las relaciones de volúmenes de fases. Todo esto depende siempre del espesor de la pared que soporta los gradientes. Cada determinación de la temperatura eleva los gradientes de presión. Si bien el tiempo involucrado no tiene relación con el tiempo geológico, estos gradientes son grandes y ocasionan ruptura con la consiguiente pérdida de material que se reconoce por un aumento del tamaño de la burbuja después de la medición. Inclusiones que homogeneizan en la fase líquida entre inclusiones que homogeneizan en la fase vapor deben considerarse como evidencia de "leakage".

Otro fenómeno común es el estrangulamiento (necking-down) de inclusiones. Una inclusión puede dividirse en dos o más inclusiones pequeñas por la desmezcla que resulta del enfriamiento natural. Las nuevas inclusiones formadas tendrán fluidos con características distintas del fluido original. El estrangulamiento se produce por la recristalización del mineral huésped.

Con respecto al punto (2), si el sistema atrapado era originalmente heterogéneo, se invalida el uso de tales inclusiones para termometría geológica por el método de homogeneización. Si el sistema era líquido-sólido es fácilmente reconocible, como ya se ha indicado, al hacer referencia a los minerales hijos. El entrampamiento de dos líquidos inmiscibles es raro y consiste, por ejemplo, en gotas de aceite en una solución acuosa. Si se trata de un sistema con una fase líquida y otra gaseosa, se poseen buenas evidencias de que los fluidos estaban realmente sobre la curva de ebullición, dando un excelente punto de referencia a partir del cual pueden hacerse especulaciones sobre el ambiente de deposición. Como sucede con inclusiones sólidas, la constancia de las relaciones de volúmenes de las fases en varias inclusiones da el principal criterio para distinguir una mezcla heterogénea de una homogénea con separación de fases al enfriarse.

En cuanto a la tercera condición (3), puede no cumplirse debido a los efectos de expansión térmica que hacen que la inclusión no se haya mantenido a volumen constante. Nuevamente aquí influye la posibilidad de que haya existido fuga del material atrapado (leakage).

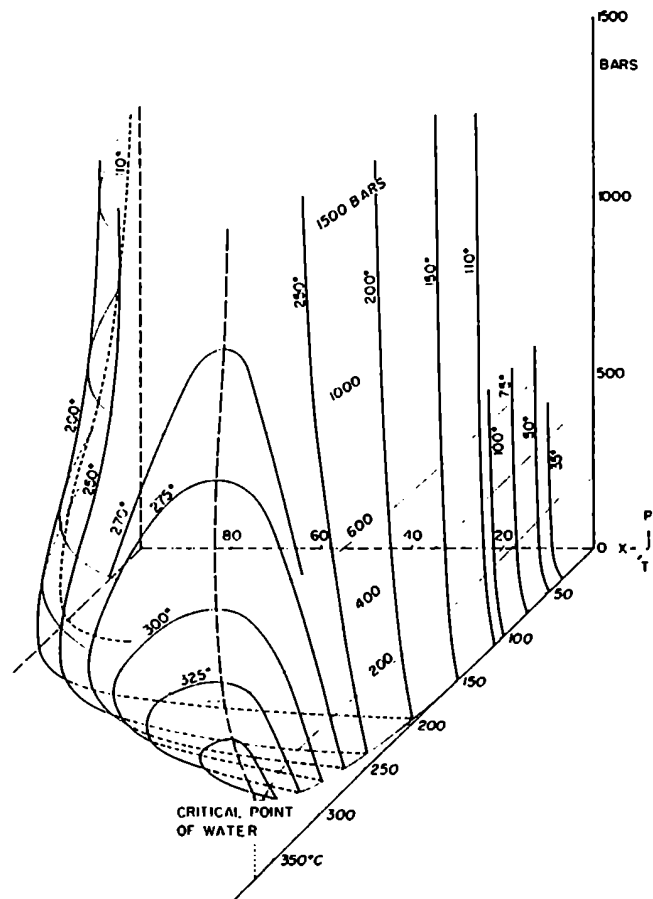


Fig. 20: diagrama P-T-X del sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$.
(de Takenouchi y Kennedy, 1964)

5. INCLUSIONES FLUIDAS - ENSAYOS MICROTERMOMETRICOS

5.1. INSTRUMENTAL

El estudio microtermométrico de inclusiones fluidas se llevó a cabo utilizando una platina de enfriamiento y calentamiento CHAIXMECA con intervalo de temperaturas de -180 a +600°C, acoplada a un microscopio LEITZ Orthoplan de polarización. El instrumental pertenece a los laboratorios de Mineralogía y Petrografía del Departamento de Geoquímica y de Aplicaciones Geológicas de la Teleobservación, de la Dirección General de Sistemas (ex CNIE), dependiente de la Fuerza Aérea Argentina.

La primera tarea consistió en la calibración de dicha platina utilizando los productos patrones. En la figura 21 se presenta una de las curvas de desviación, obtenida a partir de la primera calibración.

5.2. SELECCION DE MUESTRAS

El análisis microscópico de los cortes delgados permitió la búsqueda, en primera instancia, de minerales transparentes, portadores de inclusiones fluidas adecuadas para el estudio microtermométrico y relacionadas con procesos geológicos de interés genético. El mineral huésped, en todos los casos, es cuarzo.

Las muestras estudiadas son:

- Episienita de la manifestación Don Alberto.
- Episienita de la manifestación Los Gigantes.
- Episienitas de la manifestación La Negra.
- Episienitas de la manifestación Los Riojanos.
- Cataclasita de la manifestación Los Riojanos (perforación LR ex 15; 44,90 m).
- Granito de la manifestación Los Riojanos (perforación LR ex 11; 32,60-33,10 m).
- Granito de la manifestación Don Alberto
- Granito de la manifestación Los Gigantes
- Pegmatoide de la manifestación Los Riojanos (perforación LR ex 2; 96,00 m).

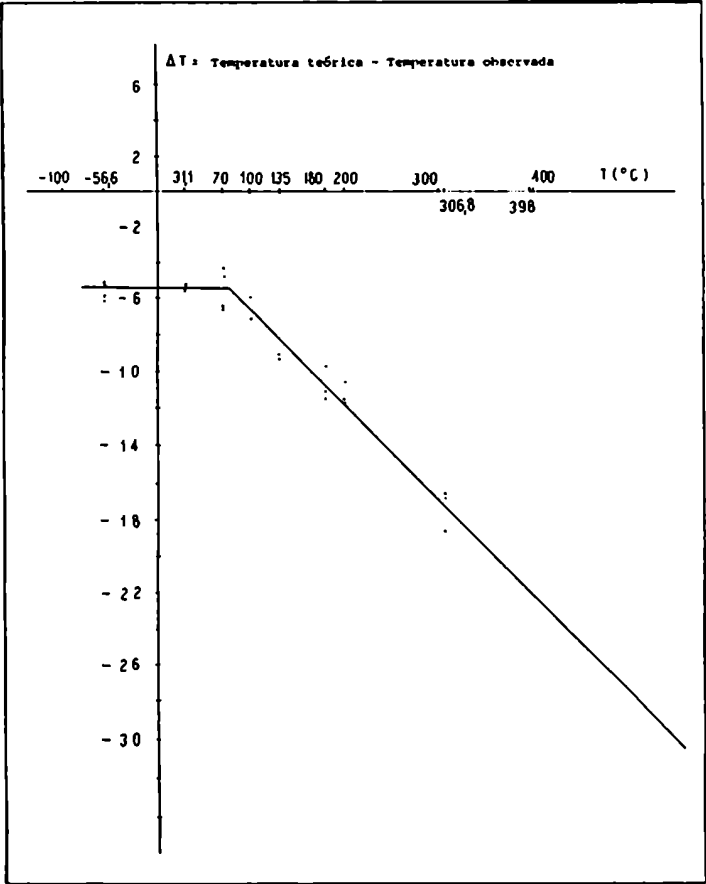


Fig. 21: curva de calibración.

La preparación de las secciones delgadas para el estudio microtermométrico se llevó a cabo con la metodología empleada para anteriores estudios (Montenegro, 1985). En ningún caso las muestras sufrieron calentamiento a temperaturas superiores a los 100°C, con la finalidad de evitar disturbios en inclusiones atrapadas a baja temperatura.

Las muestras seleccionadas fueron estudiadas en primera instancia bajo lupa binocular y posteriormente, en microscopio de polarización, con la finalidad de determinar las relaciones entre el cuarzo y demás minerales de la roca; la distribución de las inclusiones de interés; posible relación con microfracturas; otro tipo de inclusiones, etc.

Se utilizaron secciones de no más de 0,5 mm de espesor, sin montar, pulidas en ambas caras con óxido de Ce de manera de obtener superficies con excelente brillo. Ambas superficies deben ser perfectamente paralelas.

5.3. CLASIFICACION DE LAS INCLUSIONES

Las inclusiones fluidas estudiadas han sido clasificadas de acuerdo con la composición de la fase predominante y con el número de fases a temperatura ambiente. Los grupos resultantes son los siguientes:

Tipo 1: inclusiones acuosas

1a) Inclusiones bifásicas: están constituidas por una solución acuosa que aloja una burbuja de gas que ocupa un volumen del 5 al 30% del volumen total de la cavidad. Son predominantes en todas las muestras, excepto en el granito de Los Riojanos. Se incluyen en este grupo, inclusiones con idénticas características ópticas y similar comportamiento frente a los ensayos microtermométricos, que alojan sólidos no determinados de morfología cristalina (hábito prismático) de muy reducidas dimensiones, que no superan el 10% del volumen total de la cavidad. Durante los ensayos de calentamiento estos sólidos adquirieron movilidad que se perdió al bajar la

temperatura. Estas inclusiones son abundantes en las episienitas de La Negra, Don Alberto y Los Gigantes. Son sólidos atrapados al mismo tiempo que la solución acuosa.

Otra inclusión, en la episienita de Don Alberto, aloja un sólido que ocupa el 15% del volumen total de la cavidad, con hábito hojoso que podría interpretarse como montmorillonita (?). No mostró cambios durante los ensayos microtermométricos.

1b) Inclusiones trifásicas: inclusiones con sólido alojado en la solución acuosa. El volumen sólido es de 5 a 10% del volumen total de la cavidad. Durante los ensayos de calentamiento sufrieron disolución. Se encuentra en porcentaje despreciable en el granito de Los Riojanos. Por su comportamiento son considerados como minerales hijos, o sea, precipitados a partir de la solución acuosa. A temperatura ambiente no se evidencian diferencias con las agrupadas en 1a.

Tipo 2: inclusiones con CO₂

2a) Inclusiones monofásicas: el relleno de la cavidad consiste en CO₂ vapor exclusivamente. Se han encontrado solamente en la episienita y en el granito de Don Alberto y no son abundantes. Se ubican en las cercanías de un cruce de fracturas.

2b) Inclusiones bifásicas: entre las inclusiones bifásicas con CO₂ deben distinguirse dos grupos:

2bi) Inclusiones constituidas por una solución acuosa y una burbuja de CO₂ líquido que constituye entre el 30 y el 70% del volumen total de la cavidad. Se encontraron exclusivamente en el pegmatoide de Los Riojanos.

2bii) Inclusiones constituidas por CO₂ líquido que aloja una burbuja de CO₂ gaseoso. Esta ocupa entre el 50 y el 95% del volumen total. Se encontraron en la episienita y el granito de Don Alberto y en el granito de Los Riojanos.

2c) Inclusiones trifásicas: el relleno consiste en una solución acuosa que aloja una burbuja de CO₂ líquido, la que, a su vez, aloja una burbuja de CO₂

gaseoso. El CO_2 ocupa entre el 20 y el 95% del volumen total, promediando claramente entre 40 y 50%. El volumen de CO_2 gaseoso respecto a CO_2 líquido se ubica entre 20 y 80%, promediando entre 50 y 60%. Son muy abundantes en el granito de Los Riojanos; algo menos en el pegmatoide y en el granito de Don Alberto y más escasas en el granito de Los Gigantes y en las episienitas de Los Gigantes y de Don Alberto.

5.4. MEDICIONES MICROTERMOMETRICAS

El estudio microtermométrico se ha llevado a cabo teniendo en cuenta los siguientes puntos:

- 1- Colocar en el centro del campo óptico la inclusión seleccionada para evitar la generación de gradientes térmicos.
- 2- Cada ensayo microtermométrico se realizó, como mínimo, dos veces y se calculó el valor promedio para cada cambio de fase. Cuando la diferencia entre las dos lecturas superó 1°C , se procedió a una tercera medición.
- 3- Los promedios obtenidos fueron corregidos según el valor ΔT de desviación correspondiente, utilizando la curva de calibración construida a tal fin.
- 4- Las inclusiones con CO_2 fueron enfriadas hasta -120°C , con la finalidad de provocar el congelamiento de dicha fase y determinar, durante el calentamiento hasta temperatura ambiente, la temperatura de fusión del CO_2 (T_f).
- 5- Las inclusiones acuosas fueron enfriadas hasta -60°C . Durante el calentamiento, por intercambio de calor con el medio ambiente, se determinó la temperatura de fusión del hielo (T_f). Este procedimiento evita que fenómenos de sobreenfriamiento provoquen fusión del hielo a temperaturas superiores a las reales.
- 6- La velocidad de calentamiento fue reducida a $0,5^\circ\text{C}$ por minuto, 10°C antes del cambio de fase.
- 7- Las mediciones se efectuaron utilizando objetivo UMK 50/0,60 y oculares 16x.

5.4.1. Episienita de la manifestación Don Alberto

Es una episienita feldespática cuyos caracteres macro y microscópicos se describen con detalle en el capítulo referente a litología.

5.4.1.1. Características microscópicas del cuarzo

Los cristales son subhedrales a euhedrales y se ubican en cavidades originadas por el proceso de episienitización y ocupadas por sericitaclorita. Crece apoyado sobre minerales anteriores y desarrolla caras cristalinas hacia el material filítico; o bien, crece en el seno del mismo, alcanzando el idiomorfismo. Engloba material del medio, por ejemplo las cloritas que pueden quedar en los bordes del cristal o en su núcleo. Además, queda intercrecido con escamas sericíticas, o bien desarrolla contacto en caries directa hacia ese material. La extinción es ondulosa a fragmentosa y en mortero según el grado de deformación de los individuos. Sólo unos pocos tienen extinción relámpago.

Algunos granos muestran dos etapas de cristalización con un "sobrecrecimiento" que queda íntimamente relacionado con la sericita (figura 5).

Si el cuarzo es intergranular, es totalmente anhedral.

5.4.1.2. Inclusiones

En general es cuarzo hialino que puede perder transparencia por la presencia de diversos tipos de inclusiones sólidas cuya distribución en el grano no es uniforme. Hay sectores totalmente limpios, en contraste con otros donde se agrupan las inclusiones sólidas y fluidas.

Las inclusiones fluidas se disponen en lineaciones que corresponden a microfracturas recrystalizadas y, en menor proporción, a líneas de crecimiento (o estadios de crecimiento). Unas pocas están agrupadas sin relación con lineaciones.

En líneas generales pueden diferenciarse dos tipos de lineaciones de inclusiones fluidas. Una corresponde a microfracturas que no atraviesan los límites de los granos de cuarzo por lo que se consideran de origen pseudosecundario. Son portadoras de la mayoría de las inclusiones fluidas utilizadas en el estudio microtermométrico, el relleno es bifásico (líquido y gas) y, ocasionalmente alojan sólidos no identificables, que no varían durante los ensayos microtermométricos. La morfología de las cavidades es variable, desde irregular hasta cristales negativos.

Otra etapa de microfracturas, cronológicamente posterior, está representada por lineaciones que atraviesan los límites del cristal. Son cavidades de menos de 5 micrones, en general con relleno monofásico (líquido ?). Respecto de su origen, serían secundarias.

En cualquiera de los dos casos, la distribución y orientación de estas microfracturas no guarda ninguna relación con el eje c cristalográfico.

Las inclusiones con CO_2 se ubican en planos aparentemente independientes de los que contienen inclusiones acuosas, aunque ambas lineaciones pueden cortarse. Se encontraron pocas inclusiones con CO_2 y solución acuosa.

Otro tipo de lineación corresponde a etapas de crecimiento. Estos planos están marcados por cantidad de sólidos, no identificables microscópicamente, e inclusiones fluidas.

Hay evidencias de fuga del relleno (leakage) y de estrangulamiento (necking-down) en inclusiones no utilizadas en el estudio microtermométrico.

5.4.1.3. Tipos de inclusiones fluidas

En cuatro cristales diferentes de cuarzo se han estudiado 59 inclusiones fluidas de las cuales, 51 son bifásicas y están constituidas por una solución acuosa y burbuja de vapor (tipo 1a). Se incluyen aquellas que contienen sólidos no identificables, ya que presentan las mismas características y comportamiento microtermométrico que las primeras. Las 8 inclusiones restantes contienen CO_2 y son mono, bi y trifásicas.

En las cavidades con relleno acuoso, la burbuja ocupa entre el 5 y el 20% del volumen total, mientras que los sólidos, ocasionalmente presentes, no ocupan más del 5% del volumen.

Entre las inclusiones con CO_2 predominan ampliamente las bifásicas y las monofásicas.

La morfología de las cavidades es más bien regular y sus tamaños no superan los 25 micrones.

5.4.1.4. Ensayos de enfriamiento

5.4.1.4.1. Inclusiones acuosas

La fase acuosa congela a temperaturas entre $-50,5$ y $-45,5^\circ\text{C}$. La fusión del hielo se registró entre $-1,6$ y $-0,4^\circ\text{C}$ (fig. 22), con mayor frecuencia entre $-1,6$ y $-1,3^\circ\text{C}$ para las inclusiones acuosas. De acuerdo con el diagrama de fases del sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ (fig. 11) las concentraciones salinas equivalentes a dichas temperaturas de fusión no superan el 3% equivalente en peso de NaCl , con un máximo notable entre 2,5 y 3% (fig. 23). Utilizando las fórmulas de Potter et al. (1978) se obtiene una salinidad de 2,6% equivalente NaCl y una molalidad de 0,45 para una T_f promedio de $-1,5^\circ\text{C}$.

5.4.1.4.2. Inclusiones con CO_2

El congelamiento de la fase carbónica se registró a temperaturas cercanas a los -100°C . La fusión se produjo entre $-56,6$ y $-55,4^\circ\text{C}$, valores que indican ausencia de hidrocarburos (fig. 24).

Al ser congeladas, las inclusiones monofásicas mostraron la aparición de una película de CO_2 líquido adyacente a las paredes de la cavidad. Este hecho sugiere que el relleno original es CO_2 de baja densidad ("vapor") a temperatura ambiente (Roedder, 1984).

5.4.1.5. Ensayos de calentamiento

5.4.1.5.1. Inclusiones acuosas

La homogeneización de fases líquida y gaseosa se produjo por desaparición de esta última. Los valores experimentales han sido representados en la figura 25. Hay concentración de valores entre 150 y 180°C.

Los sólidos no identificados, alojados en estas inclusiones adquieren alta movilidad durante el calentamiento. En muchas inclusiones en las que a temperatura ambiente no se identificaban sólidos, durante el calentamiento se evidenció su presencia, merced a su movimiento.

Si bien no es muy notable, existe tendencia hacia la disminución de la concentración salina con el descenso de la temperatura (fig. 26).

Gran parte de las cavidades sufrieron decrepitación (ruptura) por aumento de la presión interna entre 260 y 320°C. Este fenómeno se evidenció por el súbito oscurecimiento de la cavidad por pérdida del fluido.

Densidad de la solución

Para una T_h promedio de 176,3°C y una salinidad media de 2,6% eq. de NaCl, la densidad aproximada resulta de 0,91 g/cm³ si se utiliza el gráfico de Ahmad y Rose (1980) (fig. 17).

Presión de homogeneización

Si la T_h promedio es 176,3°C y la T_f promedio es -1,5°C, resulta una presión mínima de 9 atm según el gráfico de Talantsev (1980) (fig.15).

Profundidad de emplazamiento

El diagrama de Haas (1971) (fig.16) indica un recubrimiento mínimo de 82 metros para una $T_h = 176,3^\circ\text{C}$ y una salinidad de 2,6% eq. en peso NaCl. Según las tablas presentadas por Haas (op. cit.) la δ de la solución acuosa sería de 0,902 a 0,913 g/cm³ y la presión, de 9,9 a 7,8 bars.

5.4.1.5.2. Inclusiones con CO_2

La homogeneización de las dos fases carbónicas se produjo entre 24,5 y 30,5°C. En la fig. 27 se han representado los valores experimentales indicando la fase que predominó. En las inclusiones con 2 o 3 fases, la homogeneización tuvo lugar en fase gaseosa, es decir, por desaparición del CO_2 líquido. En las inclusiones monofásicas la homogeneización tuvo lugar a 24,5°C en fase gaseosa, o sea por desaparición de la película externa de CO_2 líquido que antes del enfriamiento no existía.

El diagrama de isocoras del CO_2 (fig. 18) permite calcular la δ parcial y la presión de homogeneización de la fase carbónica. Los valores obtenidos son los siguientes:

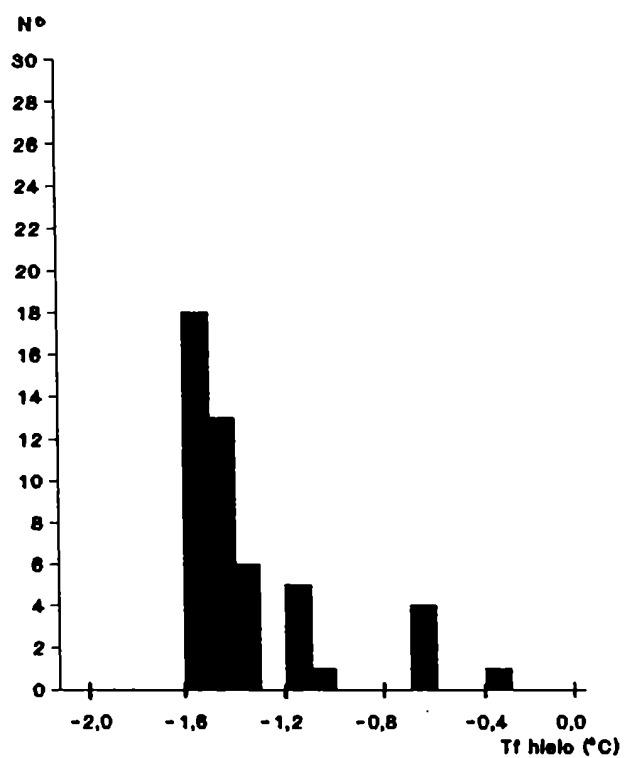


Fig. 22: Episienita Don Alberto.
Temperatura de fusión del hielo.

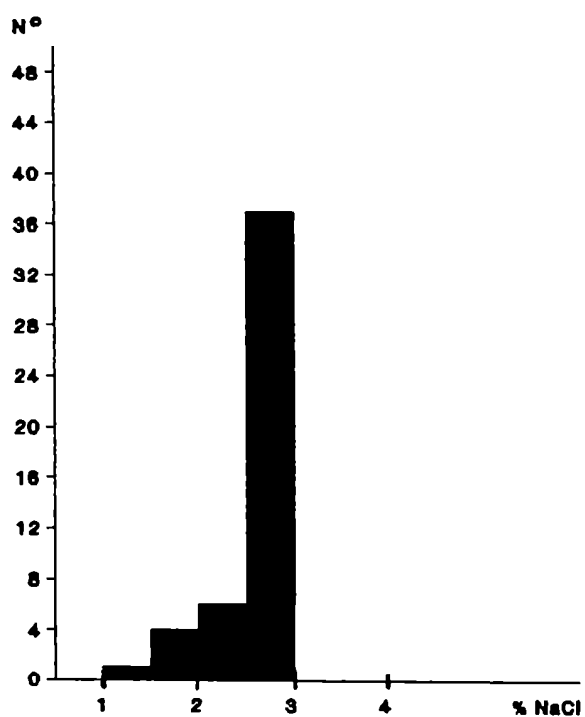


Fig. 23: Episienita Don Alberto.
Contenido salino.

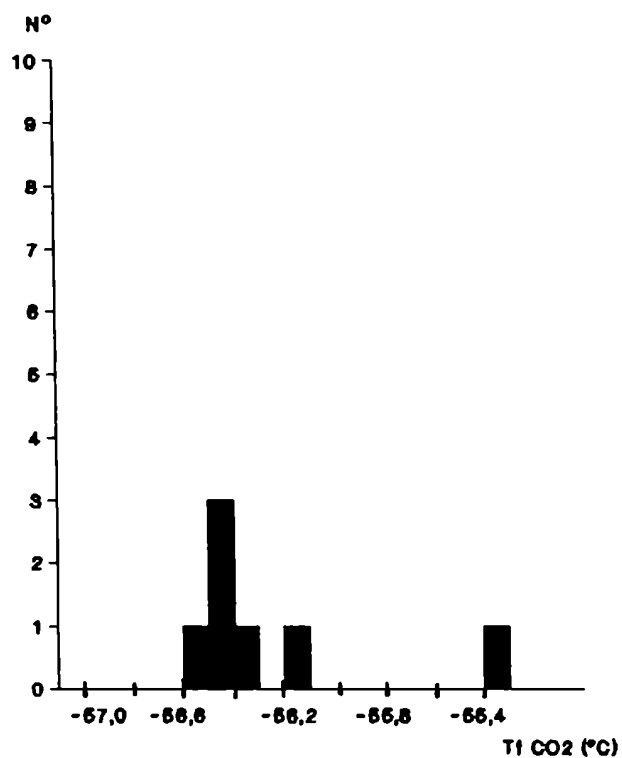


Fig. 24: Episienita Don Alberto.
Temperatura de fusión del CO₂.

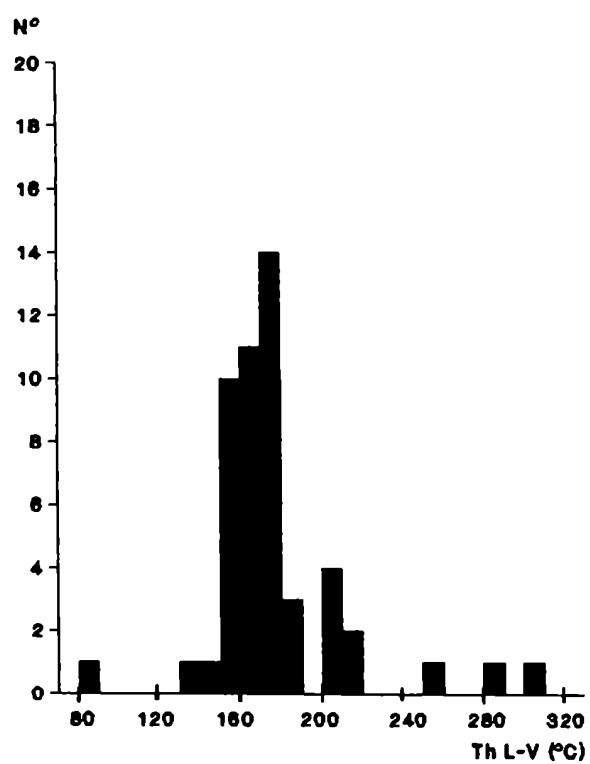


Fig. 25: Episienita Don Alberto.
Temperatura de homogeneización
líquido-vapor.

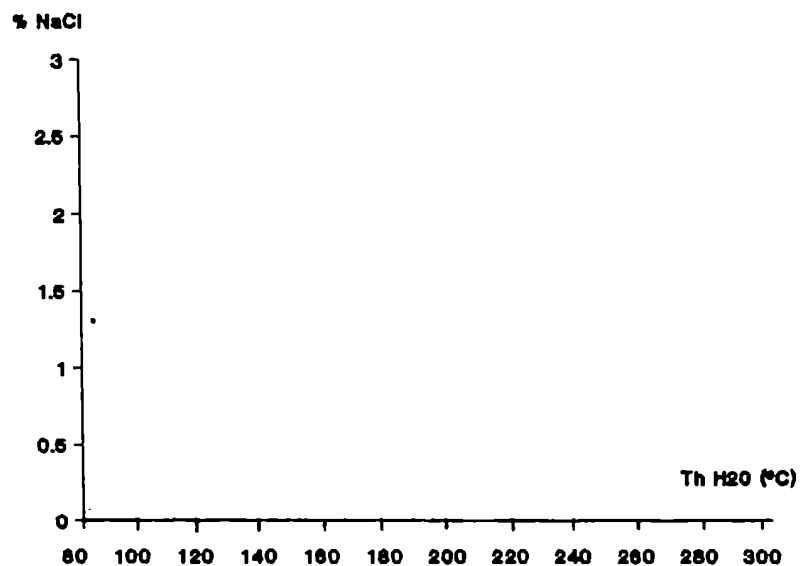


Fig. 26: Episienita Don Alberto. Concentración salina versus temperatura de homogeneización.

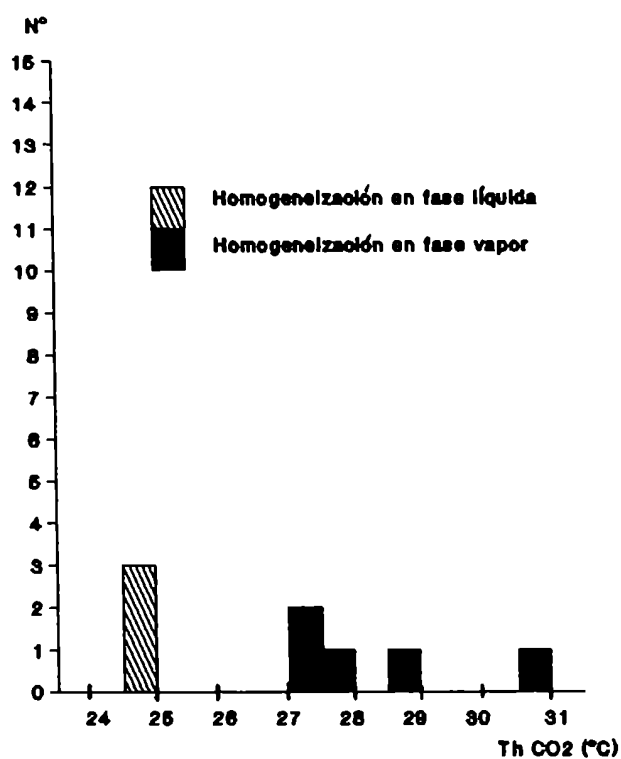


Fig. 27: Episienita Don Alberto. Temperatura de homogeneización del CO₂.

Th (°C)	Densidad Parcial (g/cm ³)	Presión de Homogeneización (bars)
30,5 (G)	0,35	70
28,5 (G)	0,30	60
27,5 (G)	0,25	58
24,5 (G)	0,25	55

Para la inclusión trifásica, la concentración molar porcentual de CO₂ y la δ de la solución H₂O-CO₂ se puede calcular a partir del gráfico de la fig. 19 y a partir de las fórmulas presentadas en el capítulo: interpretación de las mediciones, fluidos acuosos carbónicos, medición del punto de homogeneización. Se obtuvieron los siguientes resultados:

Th (°C)	δ parcial CO ₂ (g/cm ³)	vol% CQ	δ parcial sol. aq. (g/cm ³)	vol% sol.
30,5 (G)	0,35	80	0,91	20

Th (°C)	Concent. molar % CO ₂ fórmula gráfico		δ sol. H ₂ O-CO ₂ (g/cm ³) fórmula gráfico	
30,5 (G)	38,62	37	0,46	0,47

5.4.2. Episienitas de la manifestación Los Gigantes

Estas rocas contienen cuarzo secundario y posiblemente, relictos de cuarzo magmático. Su descripción macro y microscópica se realizó en el capítulo referente a litología.

5.4.2.1. Características microscópicas del cuarzo

Son cristales grandes, limpios, algunos con inclusiones de anatasa, otros con agujas de rutilo o con hematita. La extinción es relámpago a fragmentosa. También es portador de sericita y sericita con hematita, y está afectado por microfracturas recrystalizadas con atrape de inclusiones fluidas. Crece en núcleos sericítico-cloríticos.

5.4.2.2. Inclusiones

De acuerdo con el tipo de inclusiones que alojan, se han diferenciado cuatro tipos de lineaciones o microfracturas:

- lineaciones muy irregulares que contienen cavidades de morfología muy irregular, con relleno bifásico, con 15-30% de volumen gaseoso, comunmente

con un sólido, y cavidades con relleno monofásico (líquido) en menor porcentaje. Las lineaciones son, en líneas generales, paralelas al eje c.

- lineaciones con muchas impurezas, con pocas inclusiones fluidas de morfología muy irregular, con evidencias de estrangulamiento. Generalmente atraviesan los límites del cristal.
- lineaciones con inclusiones de reducidas dimensiones, bifásicas (con muy bajo volumen gaseoso) y monofásicas.
- lineaciones de corto desarrollo, a menudo atravesadas por cualquiera de las anteriores, portadoras de escasa cantidad de inclusiones fluidas con CO_2 .

Esporádicamente, en cualquiera de las anteriores se pueden encontrar inclusiones fluidas acuosas, bifásicas, con burbuja que ocupa un volumen algo mayor que el común (40%). Quizá alguna de las lineaciones diferenciadas son cronológicamente equivalentes, pero no se puede determinar con seguridad.

Finalmente, el cuarzo, al igual que otros minerales, está afectado por una fracturación sin recrystalización.

Al producirse la cristalización del cuarzo secundario (o recrystalización del cuarzo magmático) engloba cloritas, circón, anatasa y otros materiales de las masas sericiticas.

5.4.2.3. Tipos de inclusiones fluidas

Se han estudiado 95 inclusiones fluidas en seis granos de cuarzo de dos episienitas de similares características microscópicas, razón por la cual, se las trata en conjunto. Del total de inclusiones, 57 pertenecen a la muestra A y 38 a la B. Prácticamente la totalidad de las inclusiones (92) son acuosas bifásicas, constituidas por una solución y una burbuja gaseosa que ocupa entre el 15 y el 30% del volumen total de la cavidad. Muchas, además, alojan un sólido (hasta el 10% del volumen total) frecuentemente con movimiento de tipo "browniano". Una cavidad aloja un sólido de hábito prismático de color verde pálido (apatita ?) que constituye el 20% del volumen total de la cavidad. Estos sólidos no cambian durante los ensayos microtermométricos.

Sólo 3 inclusiones (del total estudiado) contienen CO_2 , son trifásicas y están ubicadas en una fractura. Tienen 60% de CO_2 respecto del volumen total de la cavidad. La fase carbónica gaseosa ocupa el 40% del volumen total de CO_2 .

5.4.2.4. Ensayos de enfriamiento

5.4.2.4.1. Inclusiones acuosas

La solución acuosa congeló entre -35 y -45°C y fundió en el intervalo comprendido entre $-3,4$ y $+0,0^\circ\text{C}$. En las figuras 28 y 29 se representan los valores experimentales para ambas episienitas. Hay una notoria concentración de valores entre $-0,7$ y $+0,1^\circ\text{C}$ ($-0,6$ y $-0,1$, valores puntuales) para la episienita B (fig. 24), y entre $-0,5$ y $-0,1^\circ\text{C}$ ($-0,5$ y $-0,2$, valores puntuales) para la muestra A (fig. 23). En ambas se ha registrado un valor por debajo de -3°C . Sin tener en cuenta estos dos

valores, la T_f promedio resulta de $-0,32^{\circ}\text{C}$ para la muestra B y $-0,34^{\circ}\text{C}$, para la A. (Para los cálculos se considera una T_f promedio igual a $-0,33^{\circ}\text{C}$).

En las figuras 30 y 31 se representa la concentración salina de la solución. Si no se tienen en cuenta los dos valores superiores a 5%, la concentración promedio para la muestra A es 1,1% eq. NaCl y, para la muestra B, 0,9% eq. NaCl. Las fórmulas de Potter et al. (1978) dan una molalidad de 0,10 y una salinidad de 0,58% eq. NaCl.

5.4.2.4.2. Inclusiones con CO_2

El CO_2 congeló a -105°C y la fusión tuvo lugar a $-56,6^{\circ}\text{C}$ (punto triple del CO_2) indicando pureza en la fase carbónica.

5.4.2.5. Ensayos de calentamiento

5.4.2.5.1. Inclusiones acuosas

En todos los casos la homogeneización se produjo en fase líquida. Este cambio tuvo lugar entre 120 y 310°C . Las figuras 32 y 33 muestran los valores experimentales para cada muestra. Los valores se concentran entre 140 y 190°C . En la muestra A se han registrado, además, valores entre 210 y 310°C . Sin considerar los datos superiores a 300°C la T_h promedio es igual a 168°C . En las inclusiones que alojan un sólido, al aumentar la temperatura, se evidenció un aumento del movimiento "browniano" o la adquisición del mismo.

Densidad de la solución

Para una T_h promedio de 168°C y una salinidad promedio de 1,0% eq. NaCl, el gráfico de Ahmad y Rose (fig. 17) da una δ de $0,91 \text{ g/cm}^3$.

Presión de homogeneización

La P_h sería de 8 atm para una T_f de $-0,3^{\circ}\text{C}$ y una T_h de 168°C , según el gráfico de Talantsev (1980) (fig. 15).

Profundidad de emplazamiento

Según el gráfico de Haas (1971) (fig. 16) la profundidad de emplazamiento sería de 60 m para una solución con T_h igual a 168°C y salinidad de 1% eq. NaCl. Las tablas presentadas por este autor indican una profundidad de 76,4m; una P_h de 7,9 bars y una δ de $0,897 \text{ g/cm}^3$, para una solución de agua pura con $T_h=170^{\circ}\text{C}$.

5.4.2.5.2. Inclusiones con CO_2

La homogeneización de las dos fases carbónicas se produjo a 30°C en fase líquida. El diagrama de isocoras del CO_2 (fig. 18) indica una δ parcial de $0,70 \text{ g/cm}^3$ y una P_h de 68 bars para la fase carbónica.

El gráfico de la figura 19 permite obtener una δ total de la solución $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ de $0,82 \text{ g/cm}^3$ y una concentración molar porcentual de CO_2 de 30,

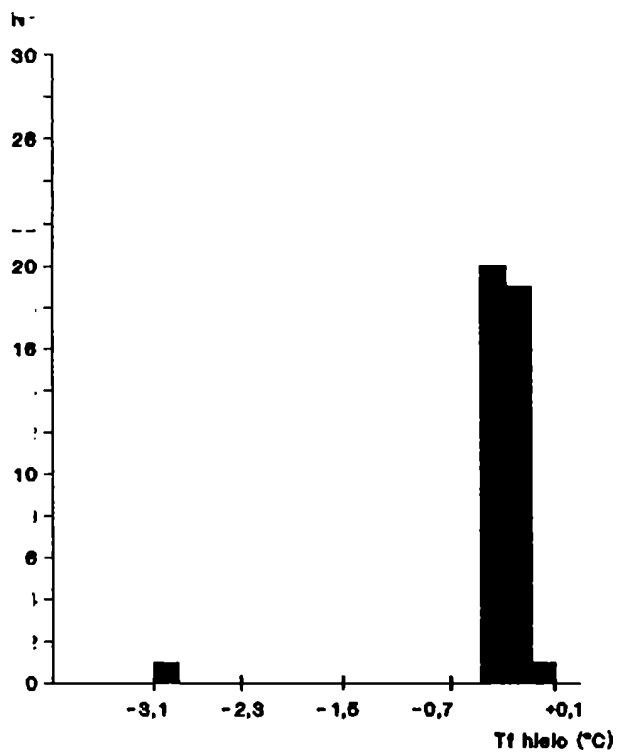


Fig. 28: Episienita A, Los Gigantes.
Temperatura de fusión del hielo.

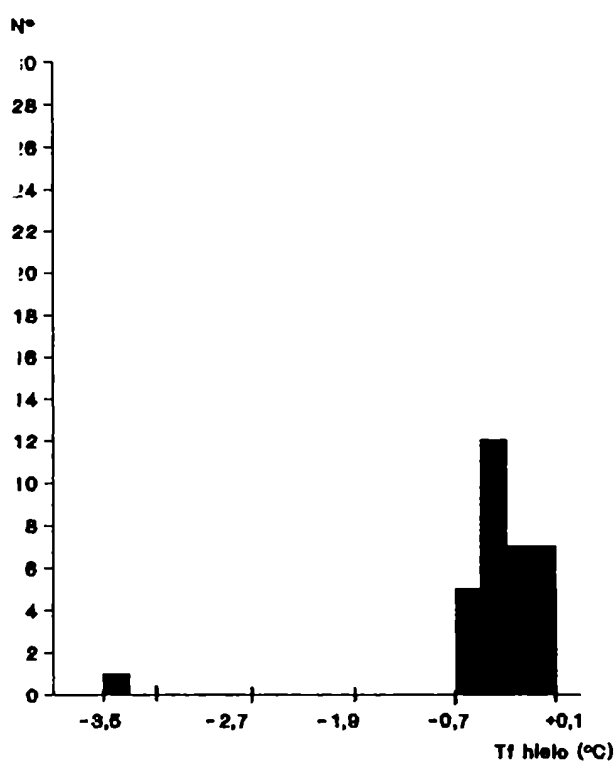


Fig. 29: Episienita B, Los Gigantes.
Temperatura de fusión del hielo.

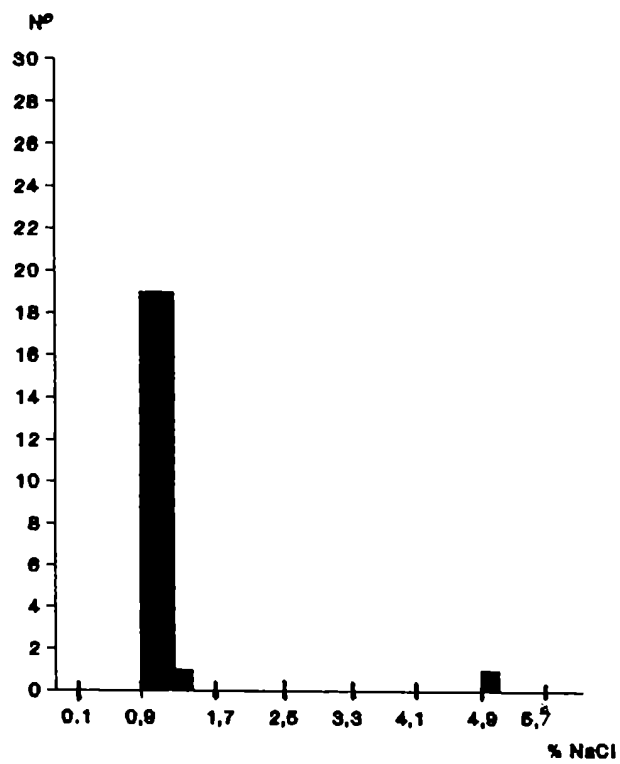


Fig. 30: Episienita A, Los Gigantes.
Concentración salina.

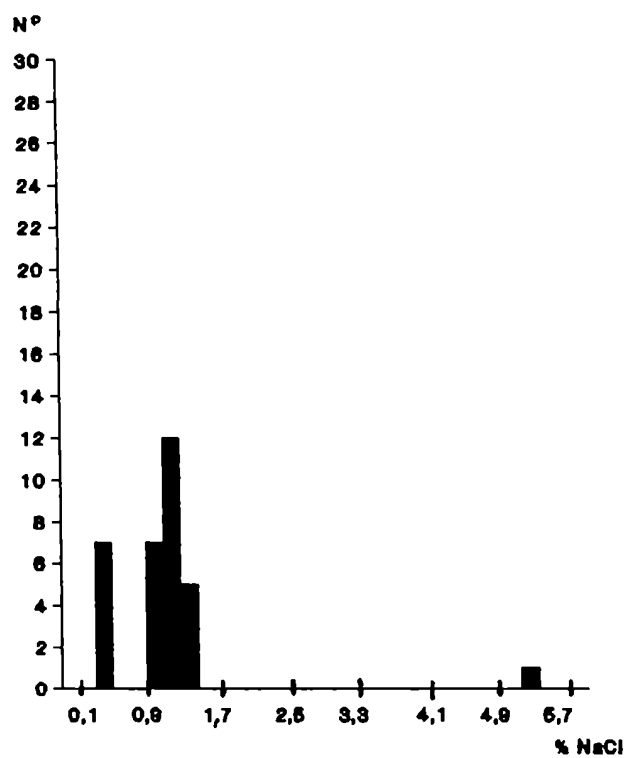


Fig. 31: Episienita B, Los Gigantes.
Concentración salina.

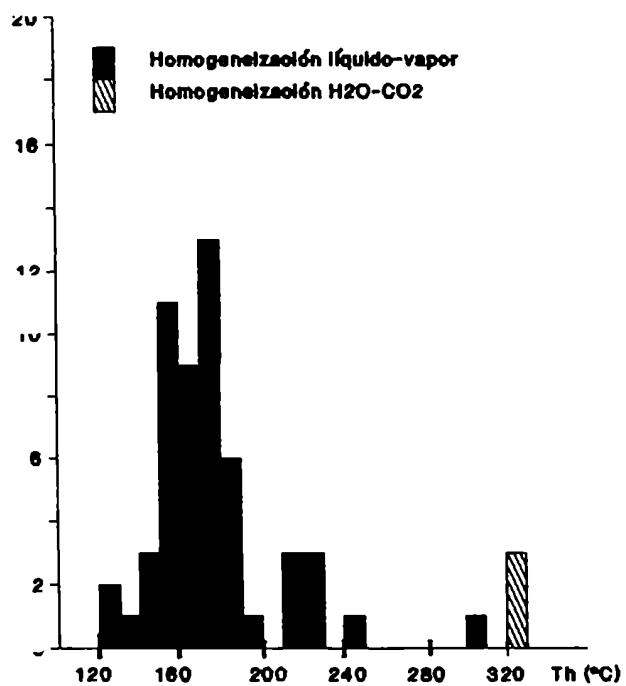


Fig. 32: Episienita A, Los Gigantes.
 Temperatura de homogeneización
 líquido-vapor
 y temperatura de homogeneización H₂O-
 CO₂.

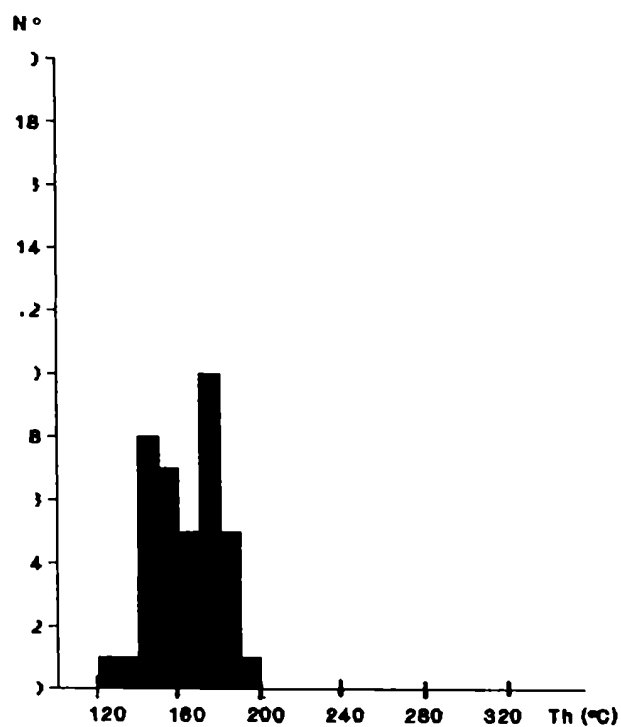


Fig. 33: Episienita B, Los Gigantes.
 Temperatura de homogeneización
 líquido-vapor.

para 60% en volumen de CO_2 con δ parcial de $0,70 \text{ g/cm}^3$. Estos mismos parámetros se pueden calcular por fórmula, obteniendo una δ de $0,784 \text{ g/cm}^3$ para la solución y un % molar de CO_2 de 32%.

5.4.2.5.3. Temperatura de homogeneización $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$

La homogeneización de las fases acuosa y carbónica tuvo lugar a 324°C en una inclusión y a $326,7^\circ\text{C}$ en otras dos inclusiones, posiblemente en forma crítica. Los valores experimentales están graficados en la fig. 32.

5.4.3. Episienita de la manifestación La Negra

Es una episienita feldespática cuyas características se describen en el capítulo referente a litología.

5.4.3.1. Características microscópicas del cuarzo

Son cristales de cuarzo sub a euhedrales que crecen en cavidades ocupadas por minerales filíticos, productos de la transformación de minerales graníticos. Los granos crecen apoyados en los minerales preexistentes que constituyen la pared de las cavidades, o bien en el seno de las mismas. Los cristales están muy fracturados y la extinción es ondulosa a fragmentosa y relámpago en algunos individuos. Es cuarzo secundario que puede englobar cloritas en agregados vermiformes.

Algunos individuos tienen líneas de crecimiento paralelas a caras prismáticas, muy bien desarrolladas, o de tipo (0001). Estas líneas de crecimiento están compuestas por impurezas sólidas e inclusiones fluidas de muy reducido tamaño (menores de 5 micrones).

Presenta las mismas características que en la episienita de la manifestación Don Alberto, sólo que en ésta el cuarzo es más escaso, el tamaño de los cristales más fino y no son tan abundantes los "sobrecrecimientos" que se relacionan con la sericita-clorita, como en el caso anterior. También encierra fragmentos de microclino y plagioclasa.

5.4.3.2. Inclusiones

Hay una elevada densidad de inclusiones fluidas pero su distribución no es pareja en todos los granos. Los sectores más ricos en inclusiones fluidas tienen también importantes cantidades de sólidos.

Las inclusiones fluidas se disponen en grupos, en microfracturas secundarias (lineaciones que superan los límites de los granos) o bien, según líneas de crecimiento como se indicó anteriormente.

En el núcleo de los cristales, y sin relación con lineaciones existen grupos de inclusiones fluidas cuyas cavidades son, en general, menores de 5 micrones (fig. 34). Estas son las inclusiones utilizadas para el estudio microtermométrico. El relleno es bifásico y pueden estar asociadas a

inclusiones monofásicas muy irregulares.

Las microfracturas que alojan inclusiones fluidas están orientadas al azar. Probablemente existe más de una etapa de fracturación con recristalización.

En pocas ocasiones se observaron evidencias de fuga del relleno líquido (leakage).

5.4.3.3. Tipos de inclusiones fluidas

En tres cristales de cuarzo se estudiaron 41 inclusiones fluidas, todas con relleno acuoso. La mayoría son bifásicas, compuestas por una solución acuosa y una burbuja de vapor que constituye entre el 5 y el 20% del volumen total de la cavidad. Las restantes inclusiones alojan, en el líquido, un sólido no identificable que raramente supera el 10% del volumen total de la cavidad. Ambos tipos son considerados la.. La morfología de las cavidades es bastante regular, con formas equidimensionales o alargadas.

5.4.3.4. Ensayos de enfriamiento

La solución acuosa congeló a -45°C en todos los casos. La fusión del hielo se produjo a temperaturas entre $-1,3$ y $-0,8^{\circ}\text{C}$. En la figura 35 se han volcado los datos experimentales.

En la figura 36 se ha representado el intervalo de salinidad expresado en porcentaje en peso equivalente de NaCl. Los extremos se ubican entre 1,5 y 3%, con concentración de los valores entre 2 y 3%.

Aplicando las fórmulas de Potter et al. (1978) la salinidad resulta igual a 1,93% eq. NaCl y la molalidad 0,34 para una T_f promedio de $-1,12^{\circ}\text{C}$.

5.4.3.5. Ensayos de calentamiento

La homogeneización de las fases líquida y vapor se produjo siempre en fase líquida, es decir, por desaparición de la fase vapor, a temperaturas comprendidas entre 140 y 210°C . En la figura 37 se presentan los valores experimentales. Se define un máximo muy notable entre 160 y 190°C .

Al igual que en la episienita de Don Alberto, al aumentar la temperatura los sólidos adquieren movilidad. En muchas inclusiones, durante los ensayos de calentamiento se tornaron visibles, por la movilidad, unos sólidos de hábito acicular corto, prácticamente incoloros, de tamaño mucho menor que el de la cavidad que los aloja, por lo que no es posible identificarlos.

En el cristal de la figura 34 pudo comprobarse que la T_h L-V disminuye desde el centro con 181 a 184°C , hacia los bordes con 147 a 103°C , mientras que la salinidad no muestra variación notable.

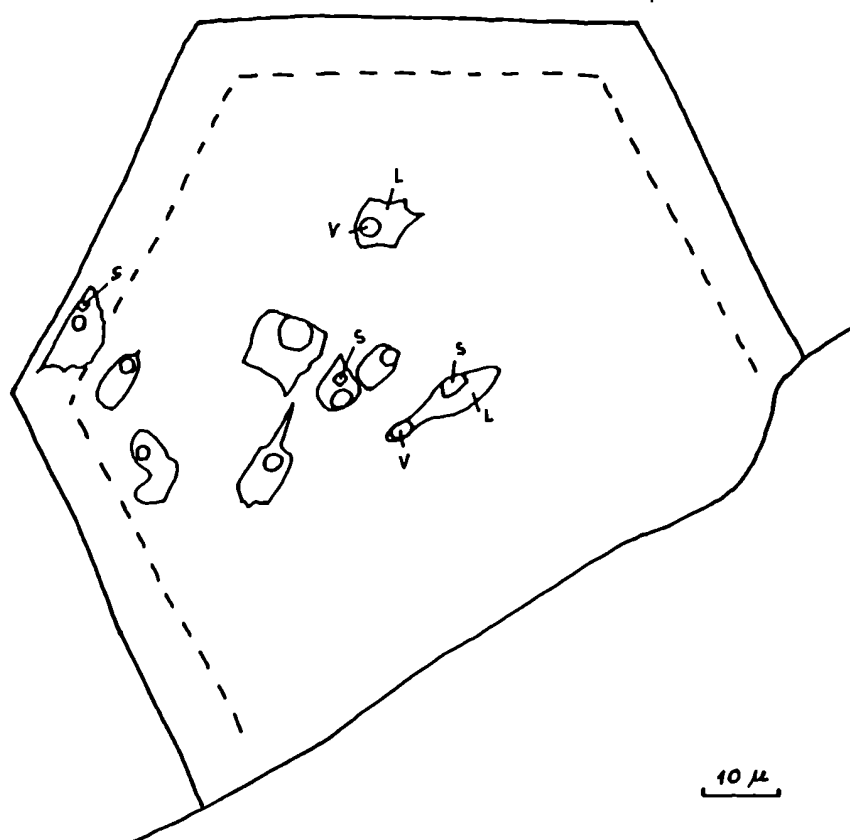


Fig. 34: Esquema de un cristal de cuarzo euhedral en sección perpendicular al eje c. Se observan líneas de crecimiento marcadas por inclusiones fluidas y sólidas.

- - - - - líneas de crecimiento

V burbuja de vapor

L solución acuosa

S sólidos alojados en la solución acuosa

Densidad de la solución

El gráfico de Ahmad y Rose (1980) (fig. 17) permite obtener una δ aproximada de $0,90 \text{ g/cm}^3$ para una solución con $T_h = 173^\circ\text{C}$ y salinidad = 2,3% eq. NaCl.

Presión de homogeneización

Considerando la anterior T_h y una T_f promedio de $-1,12^\circ\text{C}$, el gráfico de Talantsev (1980) (fig. 15) da una presión mínima de 8,5 atm para la captura del fluido.

Profundidad de emplazamiento

La mínima profundidad a la que pudo estar la solución, sin llegar al punto de ebullición, es de 80 m según el gráfico de Haas (1971) (fig. 16) para $T_h = 173^\circ\text{C}$ y una salinidad promedio de 2,3% eq. NaCl. Según las tablas de Haas (op. cit.) la δ de la solución resulta de 0,902 a $0,913 \text{ g/cm}^3$ y la presión de 9,9 a 7,8 bars (para T_h entre 180 y 170°C y 2,0% eq. NaCl).

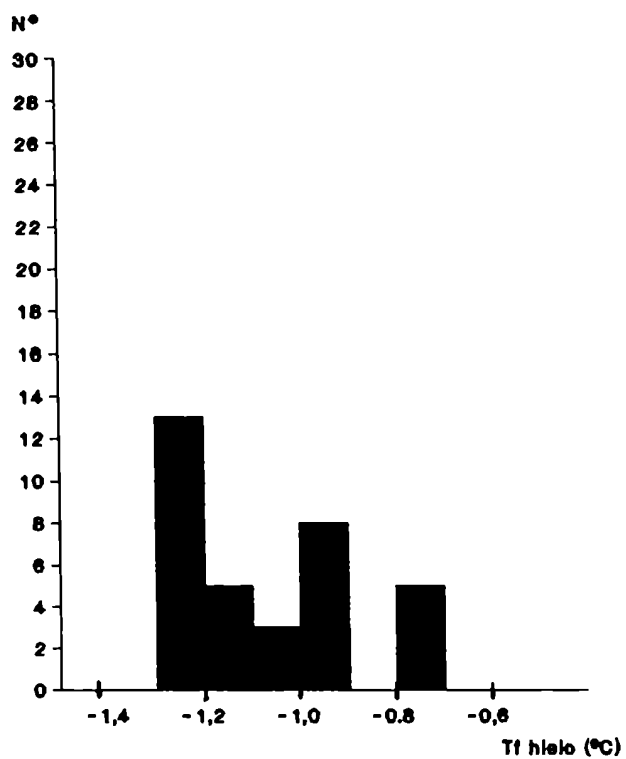


Fig. 35: Epispinita La Negra.
Temperatura de fusión del
hielo.

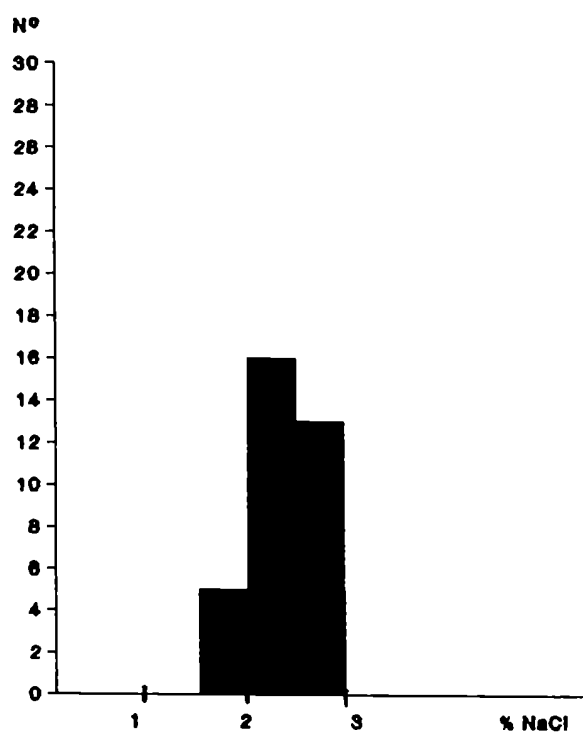


Fig. 36: Epispinita La Negra.
Concentración salina.

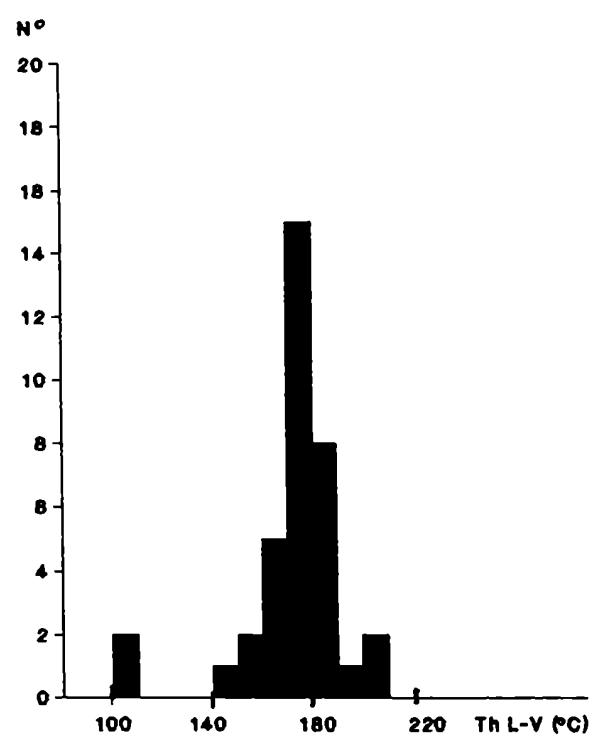


Fig. 37: Episienita La Negra. Temperatura de homogeneización líquido-vapor.

5.4.4. Episienita de la manifestación Los Riojanos

Constituye un cuerpo feldespático que fue descrito en el capítulo correspondiente a litología. A pesar de la escasez en el contenido de inclusiones fluidas se ha considerado importante efectuar el estudio microtermométrico de estas rocas.

5.4.4.1. Características microscópicas del cuarzo

Es escaso, anhedral a subhedral con extinción fragmentosa a relámpago. Granos adyacentes muestran contactos poligonales. También aparece inmerso en la sericita. Algunos individuos han recrystalizado tomando como núcleo a un mineral opaco a partir del cual irradian trenes de inclusiones fluidas e impurezas. En general es de carácter intergranular. Es afectado por una fracturación sin recrystalización, a veces invadida por sericita. Hay dos etapas de cristalización evidenciadas por la desaparición, hacia afuera, de trenes de inclusiones fluidas y la aparición de muchas impurezas (arcillas ?).

5.4.4.2. Inclusiones

El cuarzo aloja trenes de inclusiones fluidas e impurezas sólidas. En algunos individuos, la aparición de cloritas vermiformes, de impurezas varias y ocasionalmente, de inclusiones fluidas no alineadas, va acompañada por la desaparición de trenes de inclusiones fluidas. En otros individuos hay zonas totalmente limpias de ambos tipos de inclusiones fluidas.

Las inclusiones fluidas son muy escasas, particularmente aquéllas aptas para el estudio microtermométrico. La mayor parte de las cavidades se encuentran alineadas según microfracturas, no tienen más de 5 micrones y el relleno es líquido. Alternan con inclusiones fluidas de mayor tamaño, más escasas, con relleno monofásico (líquido) y bifásico (líquido más burbuja de gas) predominando estas últimas. Son éstas las inclusiones que se han utilizado en el estudio microtermométrico.

5.4.4.3. Tipos de inclusiones fluidas

En cuatro cristales de cuarzo se han estudiado 24 inclusiones fluidas, todas acuosas, de tipo 1a con líquido y burbuja de gas. El volumen gaseoso es bajo, alcanzando en la mayoría de las inclusiones el 15% del volumen total. La morfología de las cavidades es muy irregular y no superan los 10 micrones.

5.4.4.4. Ensayos de enfriamiento

La mayoría de las inclusiones congelan alrededor de -40°C . La fusión del hielo tiene lugar en el intervalo comprendido entre $-1,3$ y $-0,3^{\circ}\text{C}$. Son muy escasos los datos de T_f que han podido obtenerse ya que la cantidad de impurezas y las reducidas dimensiones de las cavidades han dificultado en gran parte la observación del cambio de fase. Además, se evidenciaron fenómenos de metaestabilidad por los cuales la fusión del hielo se produjo a temperaturas superiores a 0°C y la burbuja de gas no reapareció. Los datos obtenidos se han representado en la figura 38.

La concentración salina de la solución no supera el 3% eq. NaCl y se ha representado en la figura 39. El valor promedio es 1,3% eq. NaCl.

Si se considera una T_f promedio de $-0,5^{\circ}\text{C}$ se obtiene una molalidad de 0,15 y una salinidad de 0,87% eq. NaCl si se emplean las fórmulas de Potter et al. (1978).

5.4.4.5. Ensayos de calentamiento

La homogeneización de las fases líquida y gaseosa tuvo lugar en fase líquida, en el intervalo comprendido entre 130 y 200°C , con un registro en $233,8^{\circ}\text{C}$. Los datos obtenidos se han representado en el histograma de la figura 40. Hay un máximo entre 165 y 180°C .

En algunas inclusiones, durante el calentamiento, se evidenció la presencia de sólidos de escaso volumen, con movimiento continuo.

A 207°C comenzó a producirse fuga del relleno de las cavidades (leakage) a través de delgadas fracturas.

Densidad de la solución

Utilizando el gráfico de Ahmad y Rose (1980) (fig. 17) y para una T_h promedio de $168,9^{\circ}\text{C}$ y una salinidad de 1,3% eq. NaCl, la δ aproximada es de $0,92 \text{ g/cm}^3$.

Presión de homogeneización

La presión mínima de captura del fluido en la cavidad, calculada a través del gráfico de Talantsev (1980) (fig. 15) es de 8 atm para una T_h de $168,9^{\circ}\text{C}$ y una T_f de $-0,5^{\circ}\text{C}$.

Profundidad de emplazamiento

El diagrama de Haas (1971) (fig. 16) permite estimar una profundidad mínima de 70 m sin que se produzca ebullición, para un fluido a $168,9^{\circ}\text{C}$ con 1,3% eq. NaCl. Las tablas presentadas por este autor indican una profundidad de 74,3 m, una presión de 7,8 bars y una densidad de $0,913 \text{ g/cm}^3$ para una solución 2% eq. NaCl a 170°C .

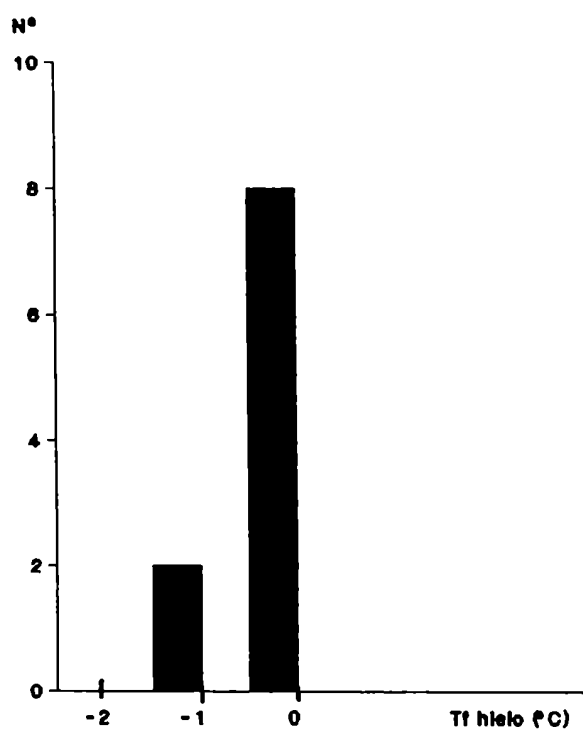


Fig. 38: Episitenita Los Riojanos.
Temperatura de fusión del hielo.

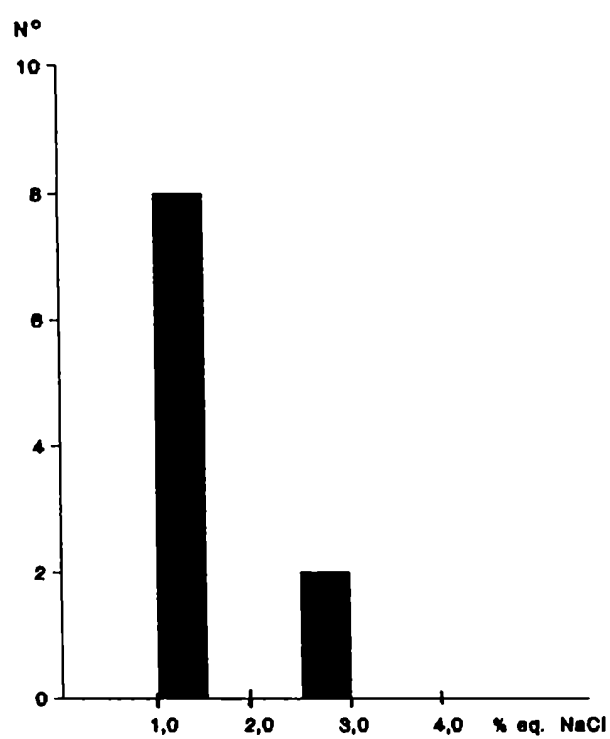


Fig. 39: Episitenita Los Riojanos.
Concentración salina.

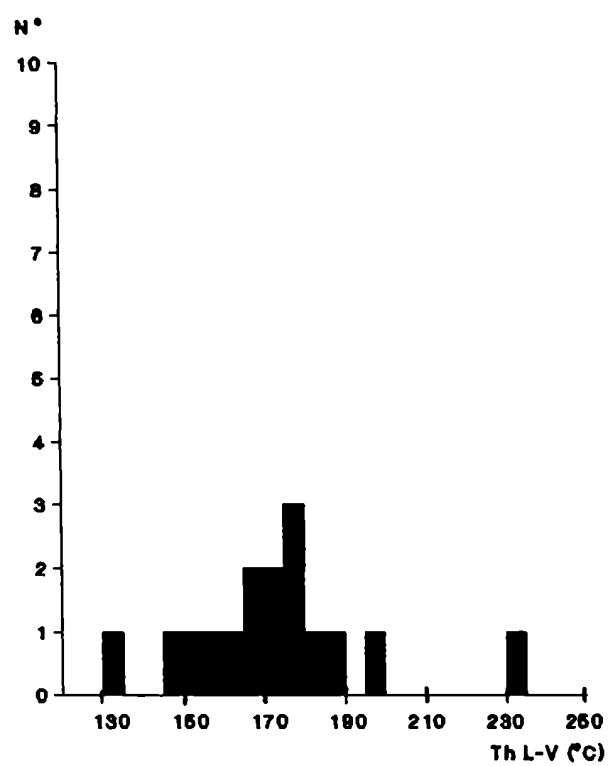


Fig. 40: Episienita Los Riojanos. Temperatura de homogeneización.

5.4.5. Cataclasita de la manifestación Los Riojanos

Esta muestra corresponde a un testigo de la perforación LR ex 15, a los 44,90 m de profundidad. Es un sondeo dirigido efectuado en el sector N de dicha manifestación.

5.4.5.1. Características microscópicas del cuarzo

Son cristales anhedrales de cuarzo, con extinción en mortero a fragmentosa. Hay recristalización. Los contactos son, en general, suturados. La mayor parte de los granos tienen microfracturas paralelas y subparalelas al eje c cristalográfico.

El cuarzo también forma parte de un mosaico granoblástico, muy relacionado con el feldespatos y puede aparecer en venillas alojando cubos de pirita y pechblenda.

Los cristales seleccionados para el estudio microtermométrico son cercanos a la vena de pirita-pechblenda.

5.4.5.2. Inclusiones

El cuarzo es portador de escasas agujas de rutilo, escasas inclusiones fluidas e innumerable cantidad de impurezas de diverso tipo.

Las inclusiones fluidas se ubican preferencialmente según microfracturas recristalizadas, subparalelas al eje c. Algunas lineaciones son oblicuas a la anterior dirección o bien, se disponen en abanico. Las inclusiones fluidas alternan con una importante cantidad de impurezas atrapadas también en las microfracturas.

Además de ser muy escasas, las inclusiones fluidas tienen muy reducidas dimensiones (menos de 5 micrones). El relleno es bifásico, con bajo volumen gaseoso, o monofásico (líquido). En escasa proporción se encontraron, durante el estudio petrográfico, inclusiones fluidas con CO₂, bi y trifásicas, de reducidas dimensiones. Ocasionalmente se encuentran algunas cavidades algo mayores que se han utilizado en el estudio microtermométrico. La composición es acuosa.

Estas inclusiones fluidas son coetáneas o inmediatamente posteriores al proceso de fracturación y recristalización.

5.4.5.3. Tipos de inclusiones fluidas

En tres granos de cuarzo se han estudiado 19 inclusiones fluidas bifásicas constituidas por relleno líquido y una burbuja de gas que ocupa entre el 10 y el 20% del volumen total de la cavidad (ocasionalmente puede llegar hasta el 5 y el 30%). Existen otras fracturas en las que el grado de llenado es superior al 50%. La morfología de las cavidades es irregular y en promedio tienen 10 micrones.

5.4.5.4. Ensayos de enfriamiento

Se han registrado muy pocos datos de fusión del hielo en virtud de las características de las inclusiones y de la muestra. El congelamiento de la solución tuvo lugar a -40°C . La fusión del hielo se produjo entre $-2,9$ y $-0,3^{\circ}\text{C}$, intervalo que se representa en la figura 41. La T_f promedio es $-1,1^{\circ}\text{C}$.

El contenido salino se ha representado en el histograma de la figura 42. La escasez de datos no permite hacer cálculos de valores más frecuentes.

5.4.5.5. Ensayos de calentamiento

La homogeneización tuvo lugar en todos los casos en fase líquida, en el intervalo comprendido entre 120 y 300°C , que se muestra en la figura 43. Los valores se concentran, claramente, entre 150 y 210°C .

Las inclusiones con alto grado de llenado homogeneizan a temperaturas superiores a 340°C . El cambio de fase no se ha podido observar debido a que se produjeron fenómenos de fuga del relleno (leakage).

Densidad de la solución, presión de homogeneización y profundidad de emplazamiento

Para una T_f promedio de $-1,1^{\circ}\text{C}$, una salinidad de $2,2\%$ eq. NaCl (ambos parámetros son considerados con reservas, debido a la escasez de datos experimentales) y una $T_h = 177,5^{\circ}\text{C}$, y utilizando los gráficos de las figuras 15 a 17, resulta:

δ de la solución: $0,91 \text{ g/cm}^3$ (Ahmad y Rose, 1980)
 $0,902 \text{ g/cm}^3$ (Haas, 1971)*

Ph: 10 atm (Talantsev, 1980)
 $9,9 \text{ bars}$ (Haas, 1971)*

Profundidad de emplazamiento: 80 m (Haas, 1971)
 $97,7 \text{ m}$ (Haas, 1971)*

* Datos tabulados para 180° y 2% eq. NaCl.

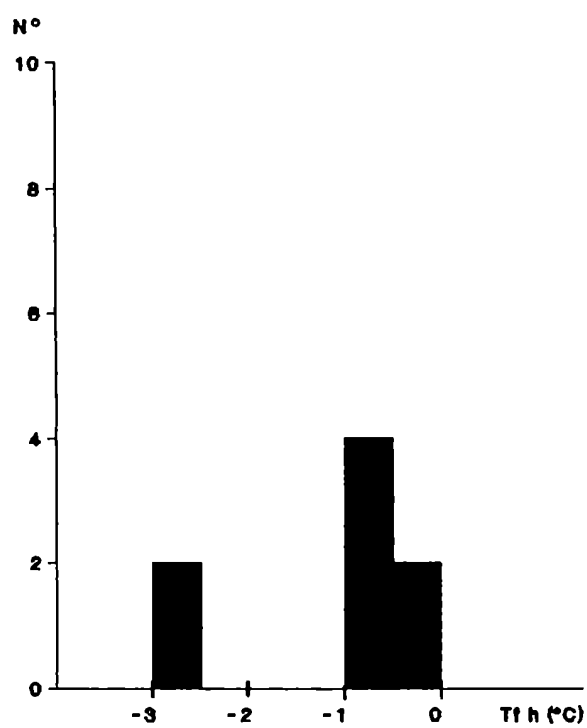


Fig. 41: Cataclasita Los Riojanos.
Temperatura de fusión del hielo.

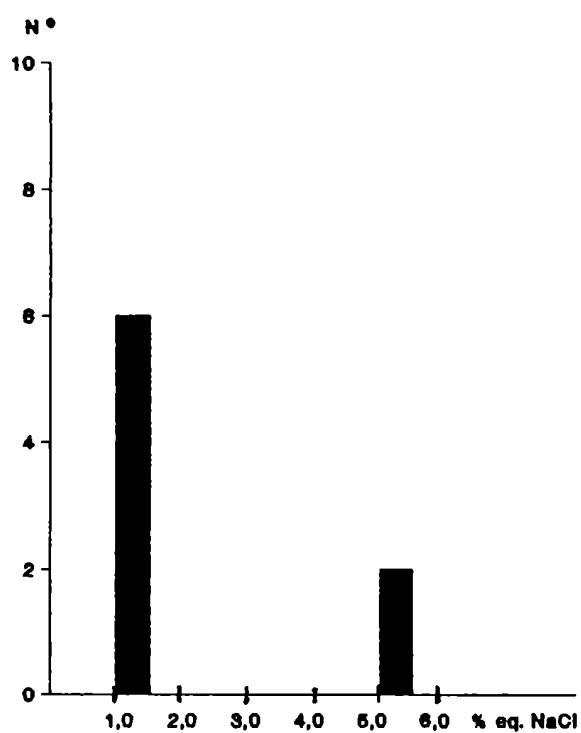


Fig. 42: Cataclasita Los Riojanos.
Concentración salina.

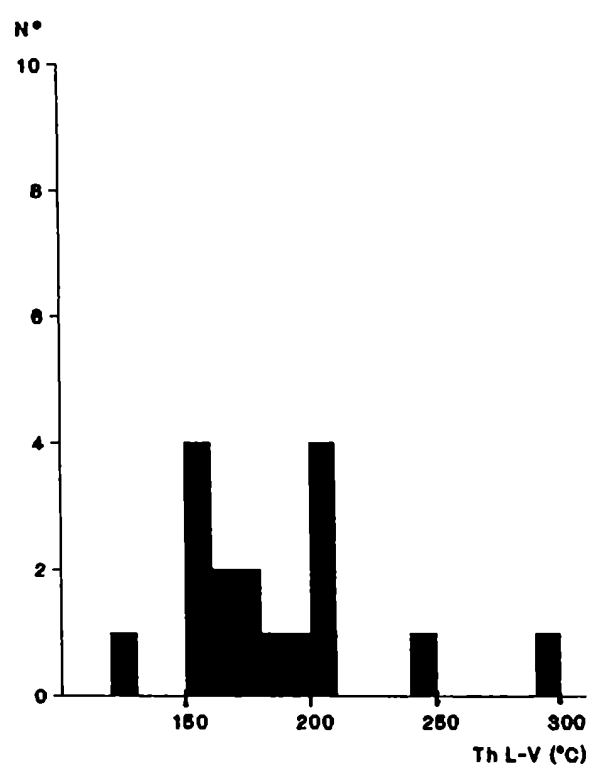


Fig. 43: Cataclasita Los Riojanos. Temperatura de homogeneización.

5.4.6. Granito de la manifestación Los Riojanos

Los estudios microtermométricos se efectuaron sobre el cuarzo magmático de un monzogranito. La muestra corresponde a testigos de perforación de un sondeo vertical (LR ex 11; 32,60 - 33,10 m) realizado por la CNEA (Daziano, 1983) en el sector N de la manifestación Los Riojanos.

5.4.6.1. Características microscópicas del cuarzo

Los cristales de cuarzo son de carácter intersticial, hialino, anhedral a subhedral. La extinción es relámpago a levemente fragmentosa. Contiene abundantes inclusiones aciculares de rutilo que alternan con lineaciones de inclusiones fluidas. También es portador de inclusiones de uraninita.

5.4.6.2. Inclusiones

Las inclusiones de rutilo se orientan paralelas y simétricamente oblicuas al eje c cristalográfico generando una trama regular. También hay inclusiones de uraninita con halo de disturbio.

El contenido en inclusiones fluidas no es muy elevado y se disponen preferentemente en microfracturas cicatrizadas. Se han identificado tres etapas de fracturación. La primera es portadora de inclusiones acuosas bifásicas e inclusiones con CO_2 , trifásicas y bifásicas, estas últimas en mayor proporción. Las lineaciones generalmente no atraviesan los límites del grano. Estas inclusiones son las que se han utilizado para el estudio microtermométrico. La segunda fracturación generalmente intersecta a la anterior y es portadora de inclusiones fluidas monofásicas (líquidas) cuyas cavidades son menores de 5 micrones y tienen morfología regular. Están acompañadas por otras cavidades muy irregulares, ameboidales, de relleno gaseoso o líquido, pero siempre monofásico. Estas lineaciones generalmente superan los límites del grano y son paralelas a subparalelas entre sí. La última fracturación no ha sido sellada por recristalización y, a menudo, al cortarlas, provoca el desplazamiento de las anteriores.

5.4.6.3. Tipos de inclusiones fluidas

En 5 pastillas se estudiaron 33 inclusiones fluidas, de las cuales el 70% contiene CO_2 . Las restantes inclusiones tienen soluciones acuosas (a veces alojan sólidos), con burbuja gaseosa. En todos los casos, las reducidas dimensiones de las cavidades tornaron muy dificultosa la visión de los cambios de fase.

Entre las inclusiones con CO_2 predominan las trifásicas con un porcentaje de CO_2 muy variable (entre 20 y 80%) aunque el volumen más frecuente está entre 40 y 50%. El CO_2 gaseoso ocupa, en promedio, entre el 40 y el 60% del volumen total de CO_2 . El tamaño de las cavidades raramente supera los 15 micrones (la mayoría tienen entre 8 y 10 micrones). La morfología es bastante regular y, como ya se indicó, se ubican preferentemente en microfracturas.

Las inclusiones acuosas, netamente subordinadas en cuanto a su

abundancia, a las de CO_2 , aparecen asociadas a ellas o bien aisladas. La burbuja gaseosa ocupa entre el 5 y el 30% del volumen total de la cavidad, con promedio entre 10 y 30%. La morfología de las cavidades es más bien regular. En cuanto al tamaño, cuando aparecen aisladas pueden llegar hasta 30 micrones mientras que, en asociación con las de CO_2 , no superan los 15 micrones.

5.4.6.4. Ensayos de enfriamiento

5.4.6.4.1. Inclusiones acuosas

Solamente en un caso fue visible la fusión del hielo, produciéndose a $-1,1^\circ\text{C}$; temperatura a la que le corresponde un 2,3% eq. NaCl. El congelamiento del relleno líquido se produjo a $-45,5^\circ\text{C}$.

5.4.6.4.2. Inclusiones con CO_2

El congelamiento del CO_2 se produjo entre -100 y -90°C . Para un grupo de 5 inclusiones de Tf del CO_2 fue de $-56,4^\circ\text{C}$ y para otro grupo de 8 inclusiones, perteneciente a otro grano de cuarzo, el CO_2 fundió a $-55,6^\circ\text{C}$. Las temperaturas obtenidas indican que no hay contaminación del CO_2 con hidrocarburos.

5.4.6.5. Ensayos de calentamiento

5.4.6.5.1. Inclusiones acuosas

La homogeneización de las fases líquida (acuosa) y gas tuvo lugar entre 310 y 350°C ($318,9$ y $341,5^\circ\text{C}$), siempre en fase líquida (fig. 44).

En dos inclusiones que, a temperatura ambiente alojaban sólidos no identificados, con 5 a 10% de volumen, durante el calentamiento, a $93,4$ y a 100°C se produjo la disolución de los mismos (T_m). Durante el enfriamiento no fue posible constatar cambios, por lo tanto no se puede asegurar que se trate de halita. Además, el hábito de estos sólidos era prismático corto y no cúbico. Sí se puede decir que son verdaderos minerales hijos. Este hecho resulta contradictorio con el único dato de salinidad obtenido a través del ensayo de enfriamiento (2,3% eq. NaCl). El hábito prismático corto de estos minerales hijos podría corresponder a un carbonato o a anhidrita. Sin embargo, al no contar con la T_e que permitiría conocer los cationes presentes, se considera que, como en todos los casos, se trata de NaCl. Esta suposición, sumada a la escasez de datos experimentales lleva a considerar con reservas la salinidad de estas inclusiones.

Respecto de la salinidad, la presencia de la sal precipitada (considerando NaCl) indica que la concentración de la solución es igual o superior al límite de saturación (26,3% eq. NaCl) (fig. 11). En estos casos, la salinidad se obtiene a partir de la temperatura de disolución del sólido (T_m) y utilizando el diagrama de Keevil (1942, modificado por Montenegro, 1989) o el diagrama de Bodnar (1983, en Roedder, 1984, pág. 286) (fig. 45). De esta manera se obtiene una salinidad de 28% eq. NaCl. Según las tablas de Haas (1976) para 95°C , la concentración salina es de 27,859% eq. NaCl y para 100°C ; 27,998% eq. NaCl. La molalidad es de 6,7.

Con la salinidad y la $T_h L-V = 320^\circ C$ se puede conocer la δ de la solución, que resulta de $0,99 \text{ g/cm}^3$ según el gráfico de Ahmad y Rose (1980) (fig. 17) o, $1,00 \text{ g/cm}^3$ según los datos tabulados de Potter y Brown (1977) para 30% eq. NaCl y $325^\circ C$. Si se utiliza el gráfico de la figura 45, se obtiene una δ de $0,97 \text{ g/cm}^3$. Se considera un valor promedio de $0,99 \text{ g/cm}^3$.

La presión de vapor en el momento de la homogeneización habría sido de 87,70 bars, según las tablas de Haas (1976) y equivale a un valor mínimo de presión.

Tanto la δ como la Ph quedan sujetos a la escasa certeza con que se conoce la salinidad (además de la escasa representatividad).

5.4.6.5.2. Inclusiones con CO_2

En la figura 46 se han representado las T_h de las dos fases carbónicas, indicando las características de dicho cambio de fase. La homogeneización tiene lugar entre $26,1$ y $30,5^\circ C$. Algunas inclusiones homogeneizaron en fase líquida, es decir, por desaparición de la fase vapor. Estas tienen un volumen de CO_2 vapor del 15 al 40% respecto del total de CO_2 . Una de ellas es bifásica, las restantes son todas trifásicas.

Gran parte de las inclusiones homogeneizaron en fase gaseosa, o sea, por un aumento progresivo de la burbuja interna, hasta llenar toda la cavidad carbónica, en el punto de homogeneización. La relación volumétrica entre ambas fases es de 40 a 60% de CO_2 vapor respecto del líquido. Son todas trifásicas.

Sólo una inclusión alcanzó la homogeneización en fase crítica, es decir, por desaparición del límite entre ambas burbujas. En esta inclusión el CO_2 vapor ocupa el 50% del volumen total de CO_2 .

El diagrama de isocoras del CO_2 (fig. 18) da δ y presiones de homogeneización de la fase carbónica. Discriminando de acuerdo con las características del cambio de fase, se obtienen los siguientes resultados:

$T_h (^\circ C)$	Densidad Parcial (g/cm^3)	Presión de Homogeneización (bars)
27,0 (L)	0,76	62
28,7 (G)	0,30	70
28,6 (C)	0,46	70

La δ de la solución $H_2O - CO_2$ y la concentración molar porcentual de CO_2 pueden ser obtenidos por fórmula. Para el cálculo se supone que, la fase acuosa de las inclusiones con CO_2 es la misma que la de las inclusiones acuosas bifásicas. De esta manera, la δ de la fase acuosa se considera igual a la obtenida en el punto anterior para las inclusiones acuosas. Los resultados son los siguientes:

CO_2 (g/cm ³)	% vol CO_2	$\delta \text{H}_2\text{O}$ (g/cm ³)	Concentración molar CO_2	δ real $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ (g/cm ³)
0,77 (L)	50	0,99	24,03	0,880
0,25 (G)	45	0,99	9,00	0,680
0,46 (C)	50	0,99	15,97	0,725

Pero, en virtud de que la suposición hecha con referencia a la composición de la fase acuosa entrampada con CO_2 podría restar valor a los anteriores datos, se efectuó su cálculo por otra vía independiente del valor de la δ de la solución acuosa. Para ello se utilizó el gráfico de la figura 19, obteniendo los siguientes resultados:

δCO_2 (g/cm ³)	% vol. CO_2	Concent. molar % CO_2	δ sol. (g/cm ³)
0,75-0,78 (L) 0,76	5-80 (100) 50	5-59 (100) 23	>0,99-0,81 0,87
0,25-0,35 (G) 0,30	20-80 45	6-37 11	0,88-0,47 0,68
0,468 (C)	50	18,5	0,72

5.4.6.5.3. Temperatura de homogeneización $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ y temperatura de decrepitación

Al producirse la homogeneización entre las fases acuosa y carbónica se pasa del dominio bifásico al monofásico. Solamente en un caso pudo observarse este cambio de fase ya que las altas presiones internas, producidas durante el calentamiento, originan la ruptura de la cavidad antes de la homogeneización total.

La homogeneización registrada en una inclusión tuvo lugar a 374°C en fase carbónica. Las restantes inclusiones sufrieron fuga del relleno por ruptura de la cavidad (leakage) a temperaturas entre 300 y 400°C sin que se hubiera producido la homogeneización.

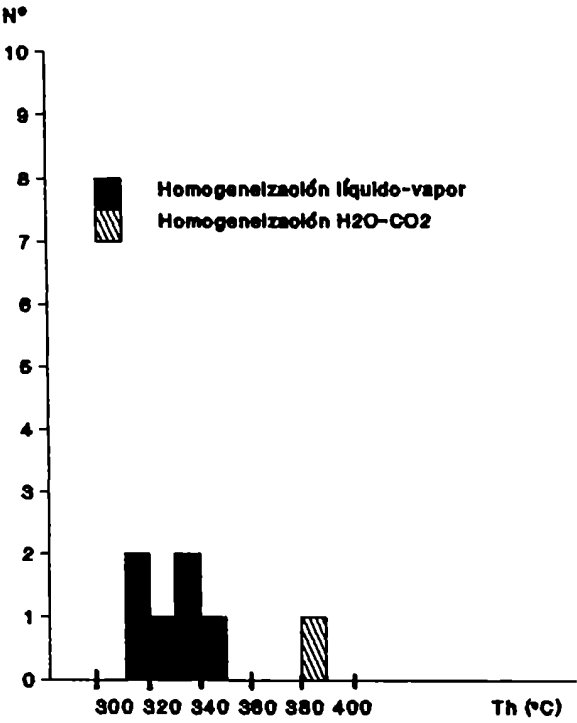


Fig. 44: Granito Los Riojanos.
Temperatura de homogeneización líquido-vapor.

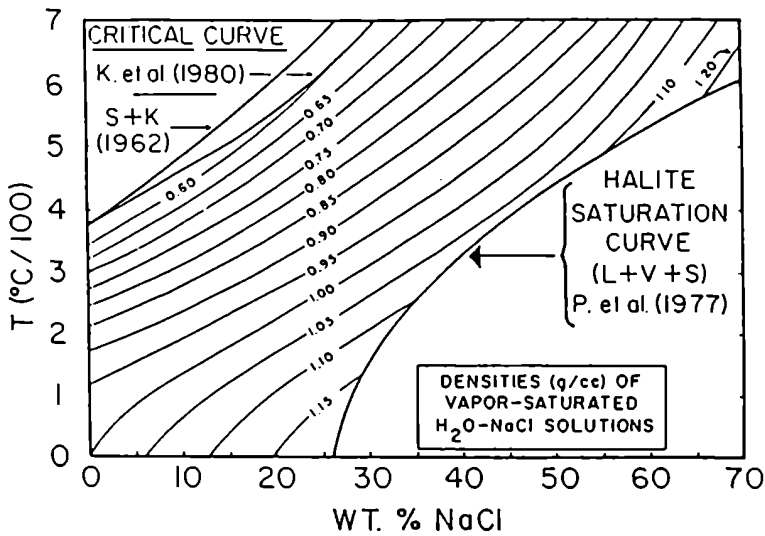


Fig. 45: Densidad de fluidos saturados del sistema H₂O-NaCl (Bodnar, 1983; en Roedder, 1984).

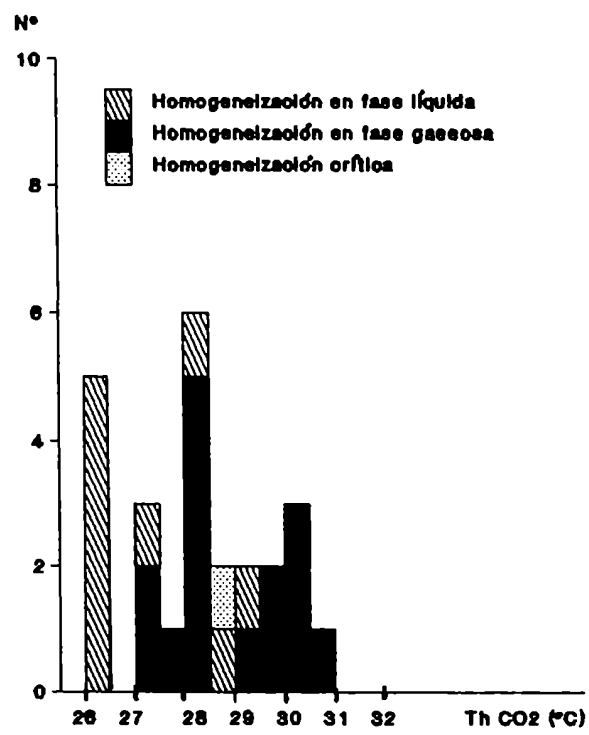


Fig. 46: Granito Los Riojanos. Temperatura de homogeneización del CO₂.

5.4.7. Granito de la manifestación Don Alberto

Es un granito porfiroide por desarrollo de megacristales de microclino.

5.4.7.1. Características microscópicas del cuarzo

Son cristales anhedrales con extinción relámpago a ondulosa. Es de origen magmático y puede estar fracturado. Incluye innumerables agujas de rutilo y laminillas de biotita. Es cuarzo límpido en el que las inclusiones fluidas se disponen, por lo general, en lineaciones que son microfracturas selladas por recristalización.

5.4.7.2. Inclusiones

No existe gran densidad de inclusiones fluidas. Se disponen en lineaciones, en general subparalelas, pero también se pueden cruzar. De acuerdo con las características de las inclusiones se distinguen diferentes tipos de lineaciones. Unas son de corto desarrollo y contienen inclusiones muy irregulares, monofásicas (líquidas) que pueden llegar a muy reducido tamaño. Otras lineaciones tienen inclusiones con morfología regular (cuadradas) de reducido tamaño, bifásicas, con 15 a 20% de volumen gaseoso y monofásicas (líquidas). Esporádicamente alternan con inclusiones de mayor tamaño. Por otra parte, hay microfracturas de corto desarrollo, subparalelas entre sí, que contienen inclusiones con CO_2 que alternan con inclusiones acuosas. Ocasionalmente algunas lineaciones alojan también minerales opacos.

Las inclusiones más abundantes son acuosas, con relleno monofásico y, bifásicas con bajo volumen gaseoso.

Hay procesos de estrangulamiento y de fuga natural del relleno, en algunas cavidades.

Respecto del origen, aparentemente todas las lineaciones serían secundarias, aunque hay inclusiones no dispuestas según planos, lo que conduce a suponer un origen pseudosecundario. En el caso de las microfracturas que alojan inclusiones con CO_2 , se considera que son de origen primario o pseudosecundario ya que no atraviesan los límites del grano y las cavidades incluyen pequeñas agujas de rutilo.

5.4.7.3. Tipos de inclusiones fluidas

Se han estudiado 50 inclusiones fluidas en diferentes granos de cuarzo. De ese número, 27 son inclusiones acuosas bifásicas y las 23 restantes contienen CO_2 ; de éstas, 18 son trifásicas, 2 son bifásicas (tipo 2bii) y 3 monofásicas (CO_2 gas).

En las inclusiones acuosas la burbuja de gas ocupa entre el 10 y el 20% del volumen total de la cavidad llegando, en ocasiones, hasta 5 y 35%.

Las inclusiones con CO_2 son en general trifásicas, con un 5 a 40% de solución acuosa, aunque el valor más frecuente es 20%. En las trifásicas y bifásicas predomina, en general, el CO_2 gaseoso que ocupa, según el grupo

de inclusiones, entre el 20 y el 50% (con promedio en 50%) del volumen total de CO_2 ; o bien entre el 70 y el 95%.

Respecto del tamaño, no superan los 20 micrones. La morfología de las cavidades es más bien irregular.

5.4.7.4. Ensayos de enfriamiento

5.4.7.4.1. Inclusiones acuosas

La solución acuosa congeló entre -45 y -50°C . La fusión del hielo tuvo lugar entre -5 y $-1,2^\circ\text{C}$. En el histograma de la figura 47 se representan los valores experimentales. Los datos son más bien dispersos, impidiendo la definición de una moda o un valor promedio. Los valores más bajos obtenidos (-5 y $-4,6^\circ\text{C}$) corresponden a inclusiones atrapadas conjuntamente con inclusiones con CO_2 .

En la figura 48 se puede observar que la concentración salina máxima es de 7,6% equivalente en peso NaCl aunque los valores más frecuentes se encuentran entre 2,5 y 5,2% eq. NaCl.

5.4.7.4.2. Inclusiones con CO_2

El congelamiento de las fases carbónicas se produjo alrededor de -102°C . La fusión de la fase congelada tuvo lugar a $-56,6^\circ\text{C}$ en todas las inclusiones. La fusión del hielo no fue observable.

En un caso, se evidenció la formación del "clathrato" ($\text{CO}_2 \cdot 5,75 \text{H}_2\text{O}$), cuya fusión tuvo lugar a $+7,2^\circ\text{C}$ lo que indica un 5,4% eq. NaCl en la solución acuosa (Bozzo et al., 1973).

5.4.7.5. Ensayos de calentamiento

5.4.7.5.1. Inclusiones acuosas

La homogeneización de las inclusiones acuosas se produjo en todos los casos en fase líquida, o sea, por desaparición de la burbuja de gas. Los valores se concentran entre 140 y 158°C como se muestra en la figura 49.

Densidad de la solución, presión de homogeneización y profundidad de emplazamiento

Estos parámetros se han estimado utilizando los gráficos de las figuras 17, 15 y 16, respectivamente. Se obtuvieron los siguientes resultados:

Tf($^\circ\text{C}$)	Th($^\circ\text{C}$)	%NaCl	$\delta(\text{g}/\text{cm}^3)$	Ph(atm)	Prof.(m)
-2,55	148	4,34	0,95	5	35
	150	5,0	0,953	4,6 ¹	37,9

¹ obtenidos a partir de las tablas presentadas por Haas (1971) para 5% NaCl y 150°C .

Estos parámetros serán válidos siempre y cuando la T_f promedio considerada ($-2,5^{\circ}\text{C}$) sea representativa, ya que existe gran dispersión de los resultados experimentales. Esta incertidumbre incide también en el cálculo de la concentración salina promedio.

5.4.7.5.2. Inclusiones con CO_2

La homogeneización de las fases carbónicas tuvo lugar entre 20 y $30,7^{\circ}\text{C}$. Los datos se han representado en la figura 50. El cambio de fase tiene lugar en forma gaseosa, líquida y crítica.

El diagrama de isocoras del CO_2 (fig. 18) ha permitido calcular la δ parcial y la Ph de la fase carbónica. De esta manera, para el grupo de inclusiones que homogeneizan entre 20 y $23,4^{\circ}\text{C}$ en fase gaseosa, la fase carbónica tiene una δ parcial de $0,22$ a $0,25 \text{ g/cm}^3$ y una Ph de 50 a 60 bars. En el segundo grupo de inclusiones, que homogeneizan entre 27 y $30,7^{\circ}\text{C}$, la fase carbónica muestra una Ph que varía entre 61 y 70 bars. La δ parcial será la δ crítica del CO_2 ($0,468 \text{ g/cm}^3$) para todas las inclusiones que homogeneizan críticamente, y de $0,76$ y $0,70 \text{ g/cm}^3$ para las dos inclusiones que homogeneizan en fase líquida. Los resultados se resumen en la siguiente tabla (II):

TABLA II

Th($^{\circ}\text{C}$)	%vol. CO_2 gas	%vol. CQ/total	δ parcial (g/cm^3) isocora CO_2	Ph (bars) isocora CQ
20,0 G	100	100	0,22	50
20,0 G	100	100	0,22	50
21,4 G	80	100	0,22	55
21,7 G	80	90	0,22	56
21,7 G	70	80	0,22	56
21,7 G	95	100	0,22	56
21,8 G	90	90	0,22	56
21,8 G	90	90	0,22	56
21,9 G	90	80	0,22	57
23,4 G	100	100	0,25	60
(promedio = $21,54^{\circ}\text{C}$ y $\delta = 0,22$)				
27,3 L	20	80	0,76	61
29,8 C	50	70	0,468	65
30,1 C	50	90	0,468	66
30,2 C	50	60	0,468	67
30,3 C	40	80	0,468	68
30,3 C	50	90	0,468	68
30,3 C	50	90	0,468	68
30,3 C	50	80	0,468	68

30,3 C	50	80	0,468	68
30,7 L	40	60	0,70	70
(promedio = 30,2°C y δ = 0,468)				

Utilizando las fórmulas se han obtenido los siguientes valores de δ de la solución H_2O-CO_2 y porcentaje molar de CO_2 ²:

Th CO_2 (°C)	δ parcial CO_2 (g/cm ³)	% vol. CO_2 total	δ sol. H_2O-CO_2 (g/cm ³)	% molar CO_2
20,0-21,9 G	0,22*	85*	0,33	35
29,8-30,3 C	0,468	80*	0,56	44
27,3 L	0,76	80	0,79	56
30,7 L	0,70	60	0,80	31
(* valores promedio)				

El gráfico de Pokrovskii et al. (1975) (fig. 19) permite la determinación de los mismos parámetros sin necesidad de utilizar la δ de la solución acuosa (tabla III).

TABLA III

Th CO_2 (°C)	δ parcial CO_2 (g/cm ³)	% vol. CO_2 total	δ sol. H_2O-CO_2 (g/cm ³)	% molar CO_2
20,0-21,9 G	0,22	80 90	0,35 0,30	25 42
29,8-30,3 C	0,468	70-90 80*	0,61-0,50 0,55*	32->60 45*
27,3 L	0,76	80	0,80	59
30,7 L	0,70	60	0,82	30
(* promedio)				

No fue posible medir la homogeneización total.

² considerando δ solución acuosa= 0,95

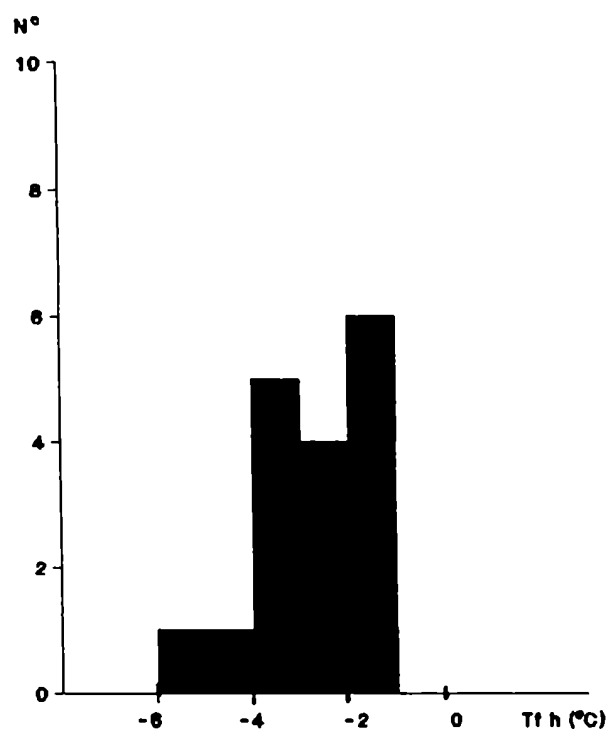


Fig. 47: Granito Don Alberto.
Temperatura de fusión del hielo.

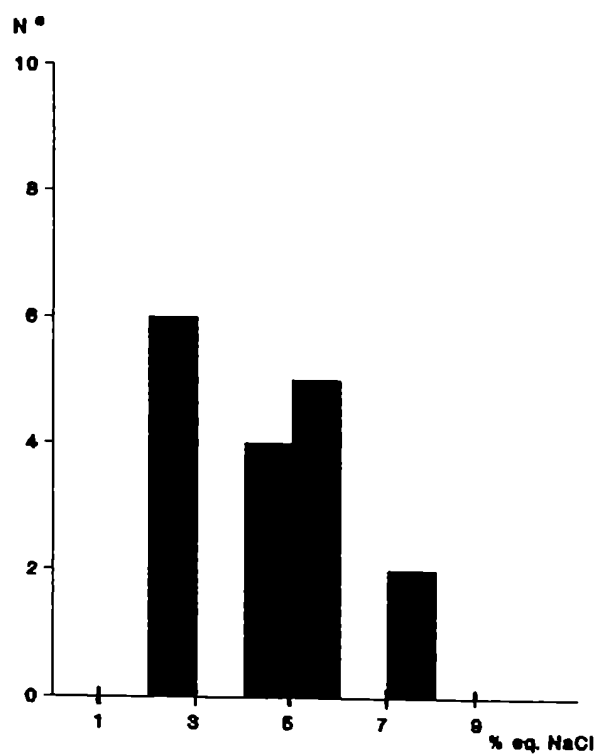
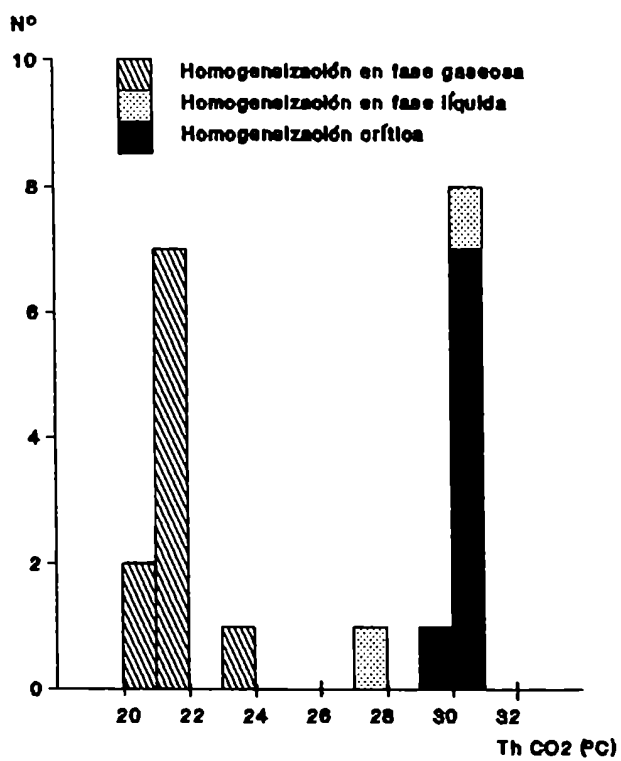
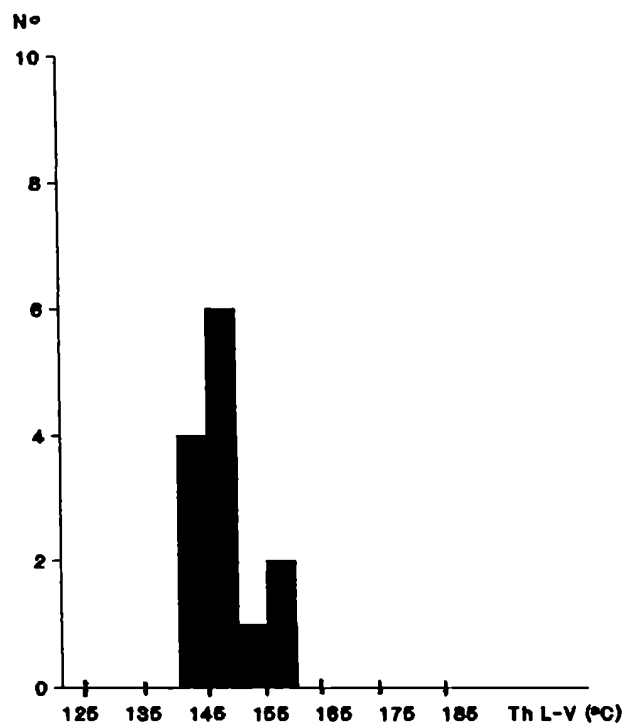


Fig. 48: Granito Don Alberto.
Concentración salina.



5.4.8. Granito de la manifestación Los Gigantes

Se ha efectuado el estudio microtermométrico del granito aflorante en el área de la manifestación Los Gigantes, una muestra ubicada a 50 cm del contacto con la episienita o roca transformada y otra en el contacto mismo.

5.4.8.1. Características microscópicas del cuarzo

Son cristales lípidos, anhedrales, con extinción relámpago a fragmentosa. Por su carácter tardío invade a los minerales anteriores. Tiene inclusiones de rutilo acicular, que constituyen una trama densa, y láminas de biotita. Está bastante fracturado.

5.4.8.2. Inclusiones

Además de los sólidos mencionados, contiene inclusiones fluidas dispuestas al azar y, más frecuentemente, según lineaciones. Dichas lineaciones son microfracturas selladas por recristalización y se han diferenciado de acuerdo al tipo de inclusiones fluidas que han atrapado:

- lineaciones con cavidades de reducidas dimensiones, entre las que pueden encontrarse algunas inclusiones fluidas de mayor tamaño. Por lo general son cavidades de morfología regular. Son planos de corto desarrollo.
- lineaciones o planos que contienen inclusiones fluidas con evidentes e importantes procesos de estrangulamiento.
- lineaciones con inclusiones fluidas de mayores dimensiones, cavidades muy irregulares, con relleno acuoso bifásico, con 20 a 25% de volumen gaseoso. En menor proporción hay inclusiones con relleno líquido exclusivamente, y con alto grado de llenado (70 -100% de gas). Estas últimas probablemente son producto de fuga del relleno líquido (leakage) durante algún proceso natural.

Además hay grupos de inclusiones sin disposición preferencial que contienen CO_2 como relleno y que constan de tres fases.

5.4.8.3. Tipos de inclusiones fluidas

En los dos granitos se han estudiado 93 inclusiones fluidas de las cuales sólo una contiene CO_2 . Esta proporción no es representativa del contenido en inclusiones con CO_2 en las muestras, pero las reducidas dimensiones de las cavidades han impedido su utilización en microtermometría.

La totalidad de las inclusiones acuosas son bifásicas (tipo 1a), con burbuja que ocupa entre el 15 y el 30% del volumen total de la cavidad, con mayor representatividad entre 20 y 25%. Muchas de estas inclusiones alojan, además, en el seno del líquido, un sólido no identificado que constituye entre el 5 y el 10% del volumen total de la cavidad. Ocasionalmente llegan a 30% y tienen hábito prismático y color verde pálido.

La morfología de las cavidades es irregular a regular. Pueden llegar hasta 24 micrones, aunque la mayoría tiene entre 10 y 15. En general, las cavidades más regulares son de menor tamaño (8 micrones) y están alineadas según microfracturas de corto desarrollo. Las inclusiones mayores y más

irregulares se ubican en planos de recorrido e inclinación variable.

La inclusión con CO_2 se encontró asociada a un plano con inclusiones fluidas acuosas y, aparentemente, sin relación con otras inclusiones con CO_2 . Es trifásica con 40% de CO_2 respecto del volumen total y un 55% de CO_2 vapor respecto del CO_2 total.

5.4.8.4. Ensayos de enfriamiento

5.4.8.4.1. Inclusiones acuosas

El congelamiento del relleno líquido tuvo lugar entre -45 y -50°C . La fusión del hielo se registró en el intervalo comprendido entre -6 y -1°C ($-5,7$ y $-1,4^\circ\text{C}$) para el granito a 50 cm del contacto, y entre -5 y 0°C ($-4,8$ y $-0,3^\circ\text{C}$) para el granito del contacto. Los valores experimentales se han representado en las figuras 51 y 52, respectivamente.

Para el granito a 50 cm del contacto, se obtiene un máximo muy notable entre $-1,5$ y -1°C . Se registró un valor, algo anómalo de $-11,1^\circ\text{C}$ que no se ha tenido en cuenta al considerar el promedio. La T_f promedio es de $-2,56^\circ\text{C}$. Para el granito del contacto, el máximo se ubica entre $-0,5$ y 0°C . La T_f promedio es de $-1,73^\circ\text{C}$. Se definen dos poblaciones, una entre -5 y -4°C y la otra, más importante, entre -2 y 0°C .

Los histogramas de las salinidades se presentan en las figuras 53 y 54 para el granito a 50 cm del contacto y para el granito ubicado en el contacto, respectivamente. La concentración de la solución se ha calculado, utilizando la figura 11. En el granito del contacto se distinguen claramente dos poblaciones que, lógicamente, corresponden a las dos poblaciones de T_f . La población más importante en cuanto a su representación está ubicada entre 1 y 3,5% eq. NaCl (1,1 y 3,1 % eq. NaCl). La segunda población está representada por los valores ubicados entre 6,5 y 7,5% eq. NaCl (6,9 y 7,4% eq. NaCl). El valor promedio corresponde a 3,05% eq. NaCl.

Para el granito más alejado del contacto, las concentraciones de las soluciones varían entre 2,5 y 15% eq. NaCl (2,6 y 14,5% eq. NaCl), aunque los valores más frecuentes corresponden, a aquéllos ubicados entre 2,5 y 5,5% eq. NaCl (2,6 y 5,4% eq. NaCl). El máximo se ubica entre 2,5 y 3%. El valor promedio es 4,7% eq. NaCl.

Se puede calcular la salinidad y la molalidad por las fórmulas de Potter et al. (1978). Los resultados son los siguientes:

granito a 50 cm del contacto

$T_f = -2,56^\circ\text{C}$
molalidad = 0,76
salinidad = 4,26% eq. NaCl

granito del contacto

$T_f = -1,78^\circ\text{C}$
molalidad = 0,52
salinidad = 2,93% eq. NaCl

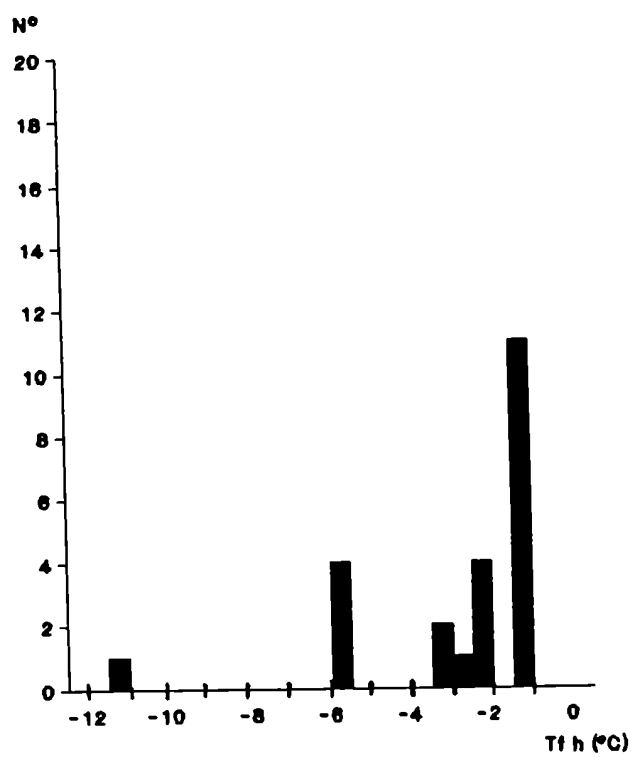


Fig. 51: Granito Los Gigantes.
Temperatura de fusión del hielo.

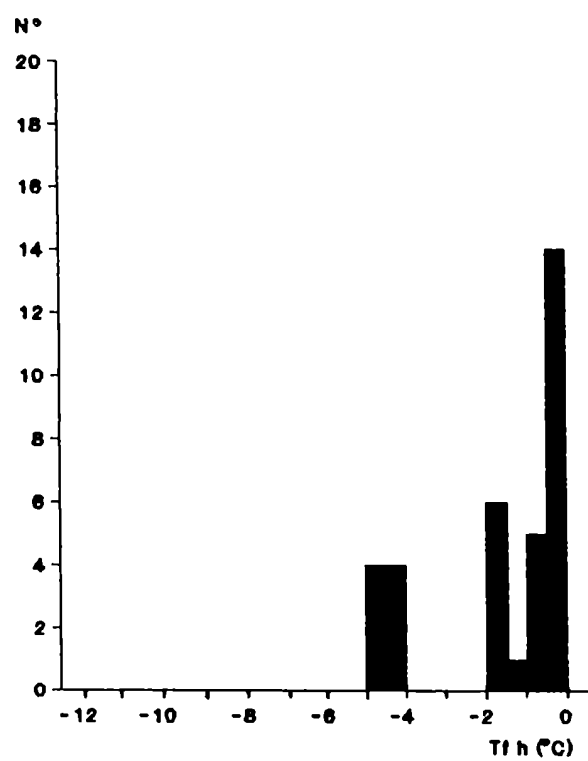
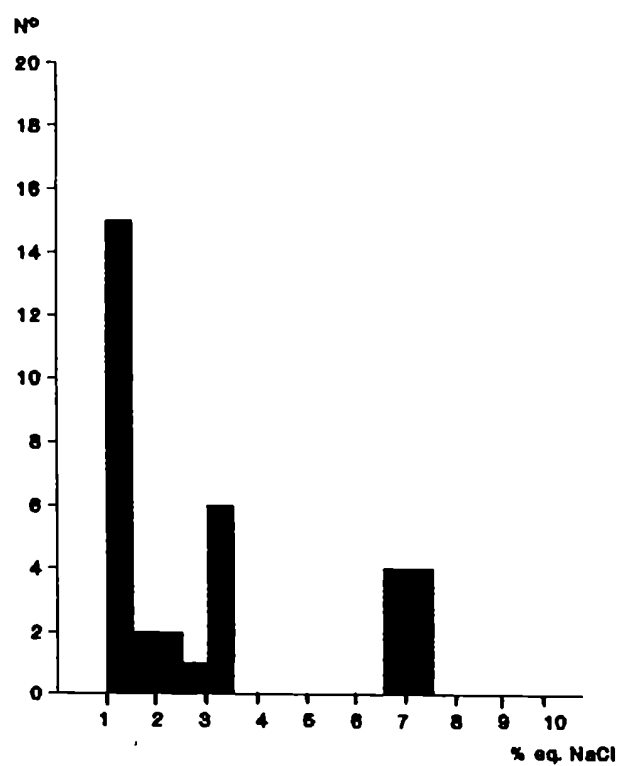
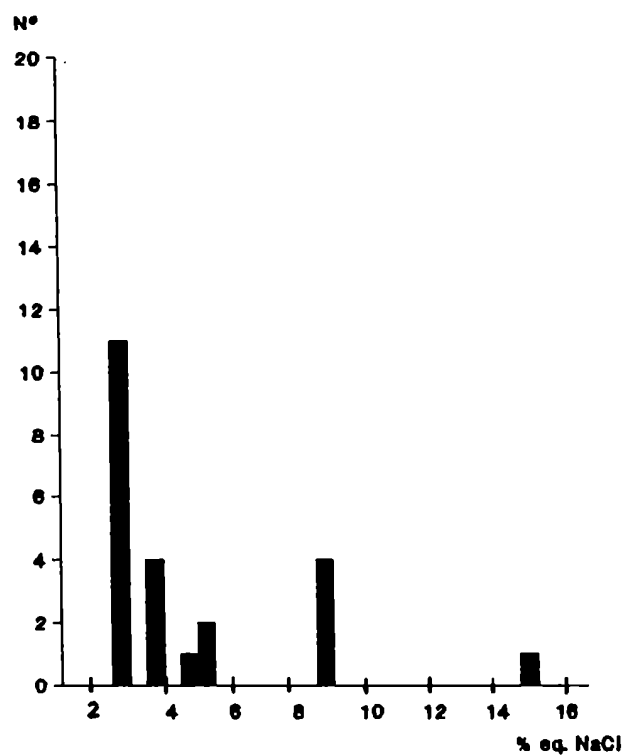


Fig. 52: Los Gigantes,
granito del contacto.
Temperatura de fusión del hielo.



5.4.8.4.2. Inclusión con CO₂

El CO₂ congeló a -100°C. La fusión de las fases congeladas se registró a -56,6°C. El hidrato formado entre el CO₂ y el H₂O fundió a +6,5°C lo que indica que la salinidad de la fase acuosa es de 6,63% eq. NaCl (Bozzo et al., 1973).

5.4.8.5. Ensayos de calentamiento

5.4.8.5.1. Inclusiones acuosas

La totalidad de las inclusiones acuosas homogeneizaron por desaparición progresiva de la burbuja de gas, es decir, en fase líquida. Para el granito a 50 cm del contacto, los datos experimentales se han representado en la figura 55. Los valores están comprendidos entre 140 y 320°C (148,8 y 312,8°C) con mayor concentración entre 140 y 280°C. Se define un máximo en el intervalo de 170 a 200°C. La mayoría de las inclusiones que homogeneizan por encima de los 200°C corresponden a aquellas ubicadas en lineaciones de poca longitud, de dimensiones reducidas y morfología regular. La Th promedio resulta de 202,4°C.

Para el granito ubicado en el contacto con la episienita, la Th se registró entre 150 y 290°C (150,7 y 283,2°C) (fig. 56). La mayor concentración de datos experimentales se produce entre 160 y 210°C, definiéndose un máximo. Los valores superiores a 210°C se corresponden con el grupo de similares características del granito más alejado. La Th promedio para esta muestra es de 193,13°C.

En la figura 57 se muestra la concentración salina en función de la Th para cada inclusión, en los dos granitos. En líneas generales se evidencia una disminución de la salinidad paralela a la disminución de la temperatura mínima de atrape. Esta característica lleva a considerar la probable existencia de dos fluidos acuosos, uno de mayor temperatura y salinidad, que sería contemporáneo con el fluido con CO₂.

Densidad de la solución

Utilizando el gráfico de Ahmad y Rose (1980) (fig. 17) se obtuvieron los siguientes resultados:

granito lejano

Th = 202,4°C

$\delta = 0,90 \text{ g/cm}^3$

salinidad = 4,7% eq. NaCl

granito contacto

Th = 193,13°C

$\delta = 0,90 \text{ g/cm}^3$

salinidad = 3,05% eq. NaCl

Presión de homogeneización

El gráfico de Talantsev (1980) (fig. 15) permite obtener los

siguientes valores de Ph de la solución:

granito lejano

Th = 202,4°C

Tf = -2,56°C

Ph = 15 atm

granito contacto

Th = 193,13°C

Tf = -1,73°C

Ph = 15 atm

Profundidad de emplazamiento

La profundidad mínima de emplazamiento se ha calculado mediante el gráfico de Haas (1971) (fig. 16):

granito lejano: 160 m

granito contacto: 140 m

Las tablas presentadas por Haas (op. cit.) dan los siguientes valores:

	Th(°C)	%NaCl	Prof.(m)	Ph (bars)	δ (g/cm ³)
<i>granito lejano</i>	200	5	153,1	15,1	0,904
<i>granito contacto</i>	190	2	126,0	12,4	0,892
	200	2	160,1	15,4	0,881

5.4.8.5.2. Inclusión con CO₂

La homogeneización de las dos fases carbónicas se registró a 26,8°C en fase gaseosa. Utilizando el diagrama de isocoras del CO₂ (fig. 18) se obtiene una δ parcial de 0,25 g/cm³ y una presión parcial de 68 bars.

El gráfico de la figura 19 determina una concentración molar de CO₂ de 8,5% y una δ de la solución H₂O-CO₂ de 0,70 g/cm³ para un volumen de CO₂ del 40% del volumen total de la cavidad. Asumiendo que la solución acuosa atrapada tiene las mismas características (δ = 0,90 g/cm³) que la que rellena las inclusiones acuosas, se puede estimar la concentración molar de CO₂ y la δ real de la solución utilizando las fórmulas, resultando una δ real de 0,64 g/cm³ para la solución H₂O-CO₂ y una concentración molar de CO₂ de 7,04%.

A 300°C se produjo la ruptura de esta cavidad sin que se hubiera alcanzado la homogeneización total.

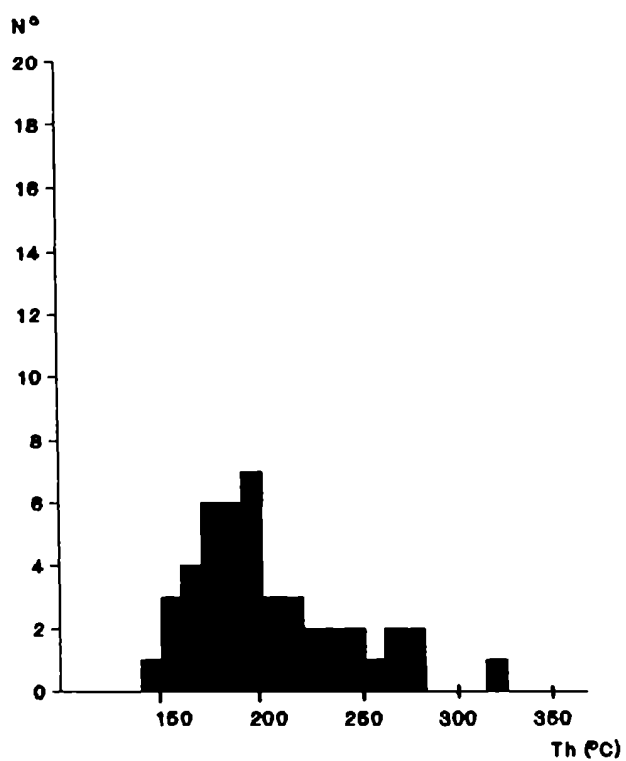


Fig. 55: Granito Los Gigantes.
Temperatura de homogeneización.

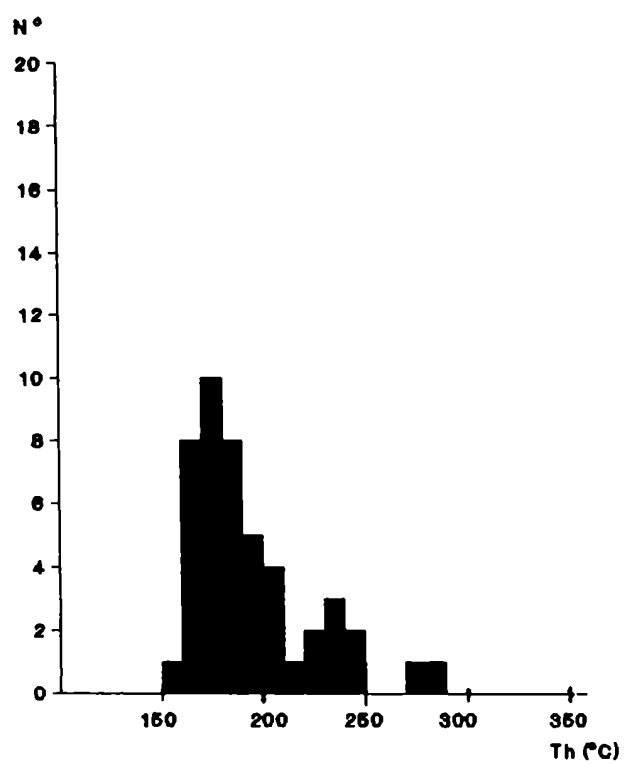


Fig. 56: Los Gigantes,
granito del contacto.
Temperatura de
homogeneización.

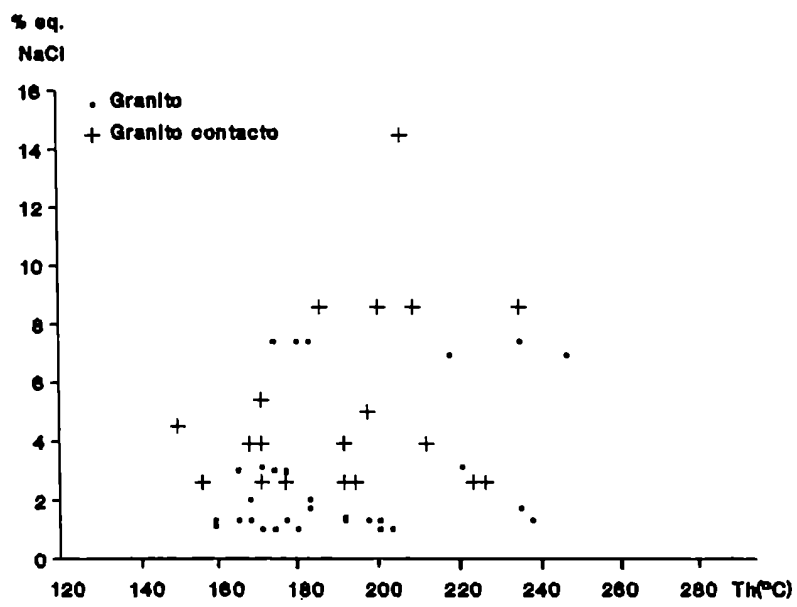


Fig. 57: Concentración salina versus temperatura de homogeneización.

5.4.9. Pegmatoide granítico de la manifestación Los Riojanos

Esta muestra pertenece a un testigo de perforación de la CNEA (LR ex 2; 96,00 m). Es un sondeo vertical realizado en el sector sur de la manifestación nuclear (Daziano, 1983). Es un pegmatoide granítico compuesto por cuarzo, feldespato potásico y micas. El cuarzo, algo lechoso, se presenta en grandes cristales, bastante fracturado. El feldespato potásico tiene coloración rosa pálido. Además contiene pequeñas concentraciones de color negro que son producidas por biotita que, en parte, pierde hierro, generando mica blanca y óxidos de Fe que tiñen, localmente, la roca.

5.4.9.1. Características microscópicas del cuarzo

El carácter lechoso que presenta la muestra de mano se debe a la gran densidad de microfracturas que atraviesan los granos de cuarzo.

Durante la recrystalización de tales microfracturas tiene lugar el atrape de fluidos en cavidades, generándose una gran cantidad de inclusiones fluidas. La orientación de las lineaciones es al azar. Conjuntamente con la formación de las inclusiones fluidas se han atrapado numerosas impurezas sólidas. El alto contenido de las mismas y la orientación, a veces encontrada, de las fracturas, provoca dificultades en la visión clara de los cambios de fase.

5.4.9.2. Inclusiones

Sobre la base de las diferentes características de las inclusiones se han identificado distintos tipos de microfracturas, aunque no se puede determinar su relación cronológica:

- una fracturación es la que aloja inclusiones fluidas de gran tamaño, con morfología muy irregular, bifásicas y monofásicas (gaseosas). Puede contener también impurezas sólidas.
- otra fracturación ha atrapado inclusiones fluidas de menor tamaño, cavidades de morfología regular, rellenas por solución acuosa y/o CO_2 . Son lineaciones irregulares no definidas y de corto desarrollo. Estas mismas inclusiones pueden aparecer sin relación con planos. De acuerdo al origen éstas serían pseudosecundarias y son las que se han utilizado en el estudio microtermométrico.
- por último, se ha identificado un tercer tipo de fracturas que posiblemente corresponda, cronológicamente, a la última con atrape de inclusiones fluidas. Está constituida por numerosas cavidades de morfología equidimensional no mayores de 5 micrones. El relleno es bifásico, con bajo volumen porcentual gaseoso y monofásico (líquido). Probablemente son, en parte, producto de procesos de estrangulamiento.

Relacionadas con cualquiera de las anteriores lineaciones, particularmente con la descrita en tercer término, hay inclusiones fluidas alargadas con finas y largas prolongaciones de las cavidades que no han sido utilizadas en el estudio microtermométrico por las evidencias de perturbación del relleno que presentan.

Finalmente, hay una última fracturación que no ha sido recrystalizada.

Además de las mencionadas, hay inclusiones aciculares de rutilo.

5.4.9.3. Tipos de inclusiones fluidas

Se ha estudiado un total de 95 inclusiones que se clasifican de la siguiente manera:

- 66 compuestas por solución acuosa y burbuja de vapor (tipo 1a). Se incluye una inclusión que aloja un sólido no identificable.
- 28 contienen CO_2 en su relleno; de éstas, 21 son trifásicas (clase 2c) y las 7 restantes son bifásicas (2bi) (con solución acuosa).
- una inclusión está constituida por tres fases que corresponden a solución acuosa, burbuja de vapor (20% del volumen total) y un sólido no identificable, de hábito prismático rectangular que ocupa el 30% del volumen de la cavidad. Se considera que dicho sólido fue atrapado como tal junto con la solución acuosa.

En las inclusiones acuosas la burbuja de vapor ocupa entre el 10 y el 30% del volumen total de la cavidad, llegando algunas pocas hasta 5%. En las inclusiones con CO_2 líquido, esta fase ocupa entre el 30 y el 70% del volumen total de la cavidad. Cuando hay, además, CO_2 gaseoso, esta fase constituye el 60% del volumen total de CO_2 , llegando en ocasiones a 30 u 80%.

En cualquiera de los dos casos la morfología de las cavidades es variable, equidimensional o alargada, nunca muy irregular. Respecto del tamaño, tienen entre 10 y 25 micrones, llegando sólo ocasionalmente hasta 50 micrones. Las inclusiones con CO_2 comúnmente adoptan morfología de cristal negativo.

5.4.9.4. Ensayos de enfriamiento

5.4.9.4.1. Inclusiones acuosas

Las inclusiones acuosas congelaron entre $-45,5$ y -40°C . Solamente en un caso fue visible el comienzo de la fusión del hielo, que tuvo lugar a $-30,4^\circ\text{C}$. (El punto eutéctico del sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ tiene lugar a $-20,8^\circ\text{C}$, Potter et al., 1978). La desviación observada puede ser debida a la presencia de pequeñas cantidades de MgCl_2 , además del NaCl (Crawford, 1981). Sin embargo, un solo dato no puede considerarse representativo, menos aún dadas las características de mala visibilidad que comúnmente acompañan a este cambio de fase.

La fusión del hielo se produjo entre $-1,6$ y $-0,9^\circ\text{C}$ (valores puntuales). Los datos experimentales están representados en el histograma de la figura 58. Se define un máximo notable entre $-1,6$ y $-1,2^\circ\text{C}$, un máximo secundario entre $-1,1$ y $-0,8^\circ\text{C}$.

En la figura 59 se presentan los valores de la concentración salina de la solución. La salinidad adquiere valores entre 2 y 3% eq. NaCl .

Mediante las fórmulas de Potter et al. (1978) se obtiene una salinidad de 2,39% eq. NaCl y una molalidad de 0,42 para una T_f promedio de $1,4^\circ\text{C}$.

5.4.9.4.2. Inclusiones con CO_2

Las fases carbónicas congelaron a temperaturas entre -100 y $-95,5^{\circ}\text{C}$. La fusión del CO_2 tuvo lugar entre $-56,6$ y $-56,1^{\circ}\text{C}$, lo que indica la ausencia de hidrocarburos.

En la figura 60 se presentan los valores experimentales de las T_f . La distribución de los puntos genera dos máximos, uno entre $-56,6$ y $-56,3^{\circ}\text{C}$, principal, y otro, secundario entre $-56,2$ y $-56,0^{\circ}\text{C}$.

5.4.9.5. Ensayos de calentamiento

5.4.9.5.1. Inclusiones acuosas

Los datos experimentales de la T_h de las fases líquido y vapor de las inclusiones acuosas (1a) se han representado en la figura 61. En todos los casos este cambio de fase se produjo en fase líquida. La distribución de valores es muy amplia, extendiéndose desde $145,9$ a $371,8^{\circ}\text{C}$ (140 y 380°C). La mayor concentración de valores se produce entre 280 y 350°C . Los máximos secundarios se ubican entre 210 y 240°C y entre 160 y 190°C . Solo un valor supera los 370°C . Este registro tan amplio puede corresponder a más de una etapa de captura de fluido en inclusiones.

Gran parte de las cavidades sufrieron pérdida del relleno por ruptura al aumentar la temperatura hasta el intervalo de 200 a 308°C .

Densidad de la solución, presión de homogeneización y profundidad de emplazamiento

Si se tiene en cuenta el análisis estadístico la distribución de las T_h en las inclusiones acuosas genera dos subpoblaciones o dos etapas de captura de fluido. Para la subpoblación de menor temperatura con T_h media de $217,3^{\circ}\text{C}$ y una salinidad de $2,6\%$ eq. NaCl (T_f promedio = $-1,4^{\circ}\text{C}$) se calcularon los siguientes parámetros físicoquímicos según los gráficos de las figuras 15, 16 y 17:

δ de la solución = $0,87 \text{ g/cm}^3$

P_h = 19 bars

Profundidad = $200,8 \text{ m}$

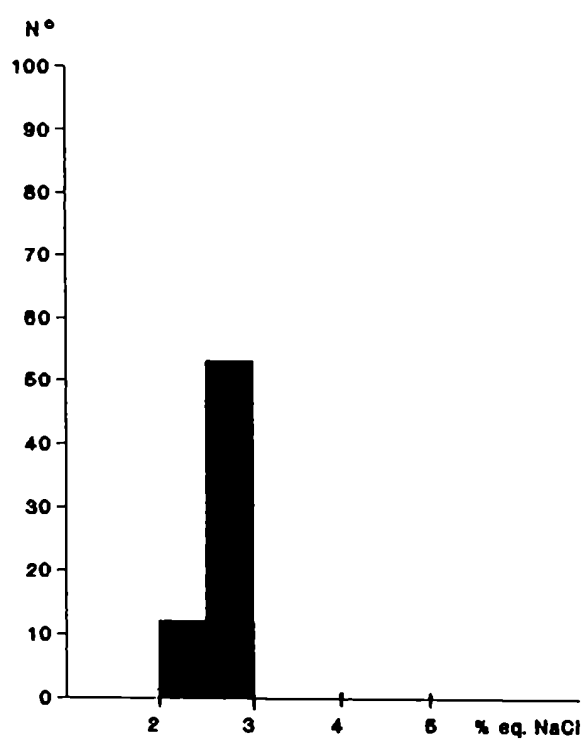
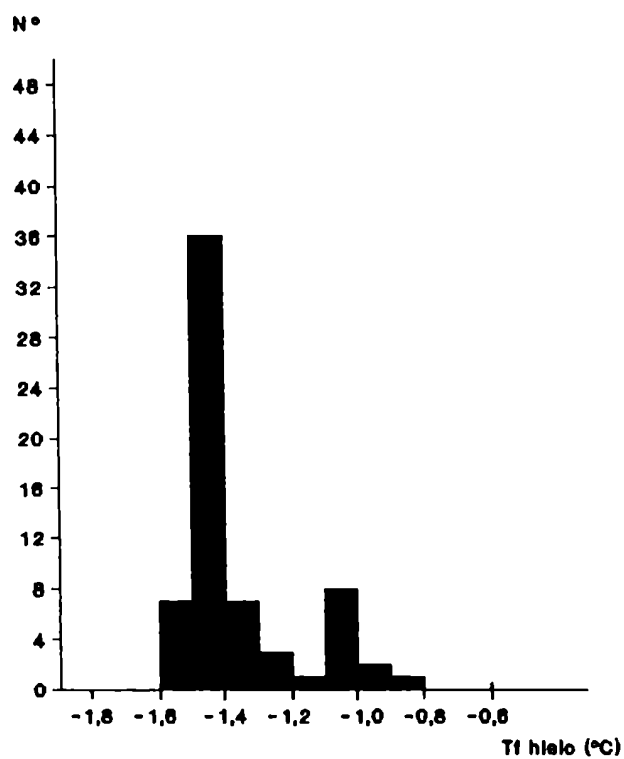
La falta de registros de la T_f del hielo para la subpoblación de mayor temperatura impide el cálculo de los anteriores parámetros.

5.4.9.5.2. Inclusiones con CO_2

En la figura 62 se han volcado los valores experimentales de las T_h del CO_2 . La homogeneización se produce en fase gaseosa y en fase crítica.

En las inclusiones que homogeneizan en fase gaseosa, el volumen de CO_2 es de 30 a 50% del volumen total de la cavidad y el volumen de CO_2 vapor varía entre 60 y 70% respecto del CO_2 total. Por otra parte, las inclusiones que homogeneizan en fase crítica contienen entre 35 y 60% de CO_2 respecto del volumen total, mientras que la fase vapor ocupa entre el 40 y el 80% del volumen total de CO_2 (más frecuentemente el 60%).

Utilizando las isocoras del CO_2 (fig. 18) puede estimarse la δ



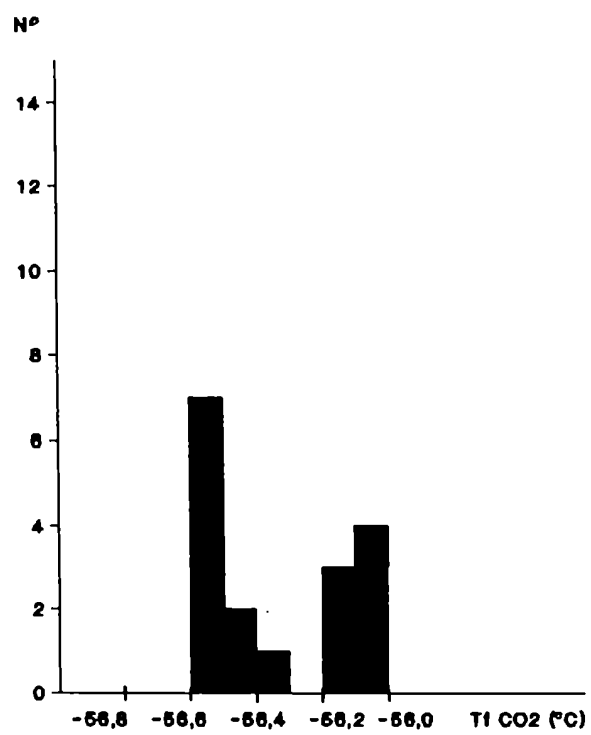


Fig. 60: Pegmatoide Los Riojanos. Temperatura de fusión del CO₂.

parcial de la fase carbónica y su Ph, sobre la base de la Th promedio:

Th promedio (°C)	Densidad parcial (g/cm ³)	Presión de homogeneización (bars)
27,1-29,9 G 28,3 G*	0,25-0,35 0,30*	70
27,1-30,0 C 29,0 C*	0,468	70

(* promedio)

Conociendo la δ parcial del CO_2 , la δ de la solución acuosa y el porcentaje volumétrico de las dos fases se puede calcular la concentración molar porcentual del CO_2 y la δ real de la solución $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$, obteniéndose los siguientes resultados:

δ parcial CO_2 (g/cm ³)	% vol. CO_2	$\delta \text{H}_2\text{O}$ ³ (g/cm ³)	% molar CO_2	δ real (g/cm ³)
0,30 G	40	0,70	10,46	0,5400
0,468 C	45	0,70	18,28	0,5956

El gráfico de la figura 19 permite obtener la δ de la solución $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ y la concentración molar porcentual más precisa ya que no se considera la δ de la solución acuosa:

δ parcial CO_2 (g/cm ³)	% vol. CO_2	% molar CO_2	δ real (g/cm ³)
0,30 G	40*	9,5*	0,72*
	(30-70)	(8-15)	(0,62-0,80)
0,468 C	45*	15,0*	0,75*
	(30-60)	(10-22)	(0,67-0,83)

(* promedio)

³ Si se tienen en cuenta las subpoblaciones de Th determinadas a partir del análisis estadístico, las inclusiones con CO_2 estarían asociadas a la subpoblación de mayor temperatura ya que, excepto por un sólo dato, las Th total ($\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$) son superiores a los 320°C (ver punto siguiente). Para la subpoblación de mayor Th (media = 317,6°C) no fue posible obtener buenos registros de la Tf del hielo, de manera que el valor de la δ no puede ser calculado con seguridad, aunque sí puede asegurarse que es mayor o igual a 0,70 g/cm³ (Ahmad y Rose, 1980) (fig. 17). Este valor se utiliza para calcular la δ real y la concentración molar % de CO_2 .

Los valores de δ de la solución obtenidos por este método difieren notablemente de los obtenidos matemáticamente. Comparando ambos resultados en todas las muestras, en ningún caso se encuentra una diferencia tan grande. Esto lleva a concluir que el valor supuesto de $\delta = 0,70 \text{ g/cm}^3$ de la solución acuosa es demasiado bajo, y probablemente se ubique entre 0,90 y 0,95 g/cm^3 . Para una T_h promedio = $317,6^\circ\text{C}$ de la subpoblación de mayor temperatura, una solución acuosa con tal rango de δ , debe tener salinidades entre 18 y 23 % eq. NaCl (Ahmad y Rose, 1980) (fig. 17). De acuerdo con estos valores la P_h habría sido de 80-90 bars y la profundidad mínima de atrape, de 900 a 1000 m (Talantsev, 1980 y Haas, 1971) (fig. 15 y 16, respectivamente).

5.4.9.5.3. Temperatura de homogeneización $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$

En pocos casos pudo llegarse a la homogeneización total ya que, comunmente, las cavidades se rompen por aumento de la presión interna antes de alcanzar dicho cambio de fase. Los valores obtenidos varían entre $280,1$ y $351,2^\circ\text{C}$ ($280,1$; 326 ; $329,4$; $330,7$; $339,5$; 345 ; $351,2^\circ\text{C}$) y el cambio tuvo lugar en fase acuosa. Los datos se han representado en la figura 56, conjuntamente con las T_h de las inclusiones acuosas. Puede observarse que las T_h total coinciden con el máximo determinado por la T_h de las inclusiones acuosas.

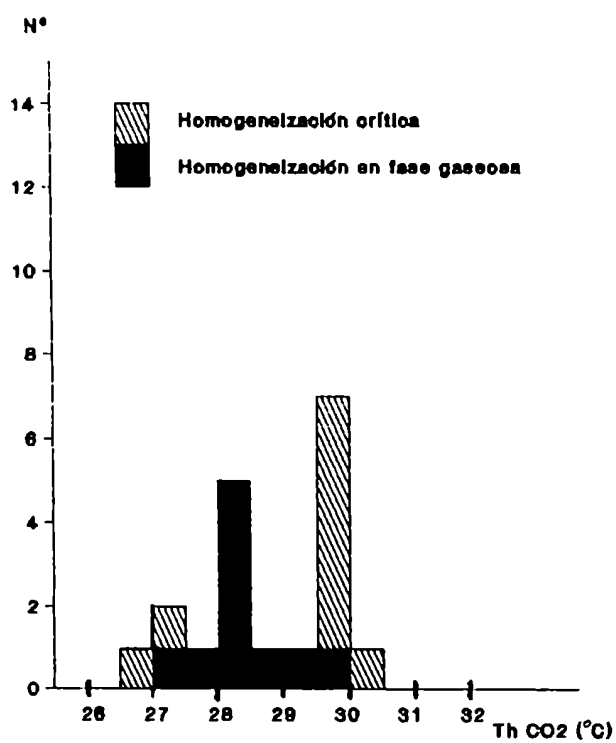
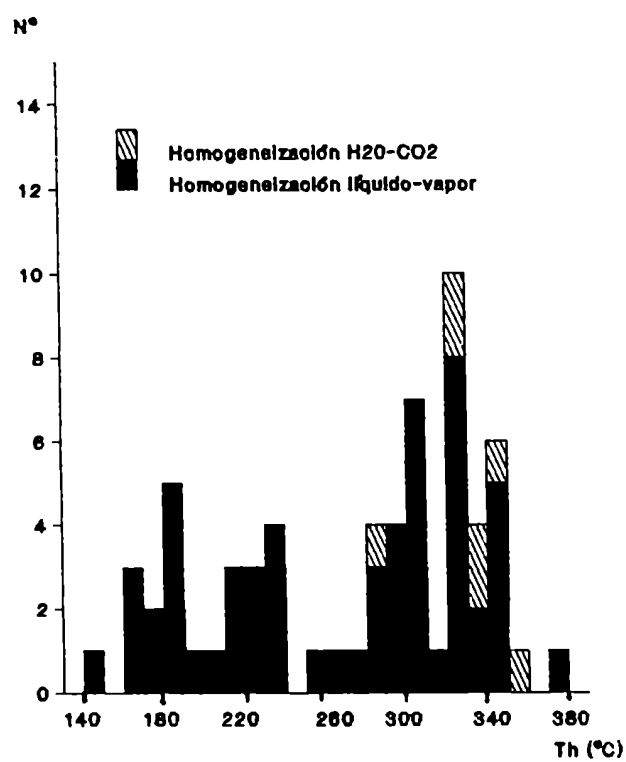
5.5. ANALISIS ESTADISTICO

Se realizó un análisis estadístico de los valores correspondientes a cambios de fase en que se obtuvieron por lo menos 30 datos experimentales. No fueron considerados aquellos casos en que gran parte de los resultados microtermométricos coinciden en uno o dos valores puntuales. Por las dos causas expuestas fueron excluidos del tratamiento estadístico los resultados de T_f del hielo (y consecuentemente, el contenido salino), todos los cambios de fase del CO_2 y las T_h L-V en algunas muestras.

El análisis estadístico de los datos microtermométricos tiene por objeto obtener los valores más frecuentes (o intervalos más frecuentes) y promedios de las temperaturas de cambios de fase.

5.5.1. Manifestación Los Gigantes: granitos y episienitas

La población de las T_h L-V del fluido capturado por el cuarzo del granito de Los Gigantes, situado a 50 cm del contacto con la episienita, responde, estadísticamente, a una distribución lognormal (fig. 63). Se define por la mediana $181,98^\circ\text{C}$ y desviación estándar 37,06. La asimetría de la distribución es positiva (fig. 64). La mínima temperatura determinada es de $148,8^\circ\text{C}$ y la máxima; $312,8^\circ\text{C}$. La media aritmética resulta de $202,4^\circ\text{C}$.



Para el granito situado en el contacto con el cuerpo episienítico de Los Gigantes, el conjunto de datos de Th L-V de la solución acuosa de las inclusiones fluidas del cuarzo, ajusta también a una distribución lognormal (fig. 65). La mediana de la población es 169,37°C y la desviación estándar, 30,02 (sin ajustar). La asimetría también es positiva (fig. 66). Los valores extremos son 150,7 y 283,2°C y la media aritmética, 193,13°C.

En ambos casos, el diagrama de frecuencias acumuladas muestra una recta de la cual se apartan sólo los valores extremos. Para el granito del contacto, el 77,5% de la población está definida por una recta; para el granito tipo (lejano) el 68% de la población pertenece a la recta.

Para la episienita de Los Gigantes las Th L-V del relleno de las inclusiones fluidas del cuarzo, responden una distribución lognormal (fig. 67). La población varía entre 120,4 y 242,9°C, siendo su valor medio, de 168,52°C. La moda se ubica en 161,94°C y la mediana, en 159,09°C, correspondiéndole una desviación estándar de 22 (fig. 68). La recta de Henry en el diagrama de frecuencias acumuladas define al 91% de la población.

5.5.2. Manifestación Los Riojanos: pegmatoide granítico

En el pegmatoide granítico la representación de la frecuencia acumulada de las Th tiene un punto de inflexión en el 64% de la población o 299,5°C (T en la figura 69) para una distribución gaussiana con intervalos cada 30°C. Este hecho indicaría la existencia de dos subpoblaciones (fig. 69). La subpoblación de baja temperatura (A), está representada por el 64% de la población total y la subpoblación de mayor temperatura (B) representa el 36% del total de la muestra. En la figura 69 se han graficado las dos subpoblaciones con sus frecuencias recalculadas.

La subpoblación A se define por la mediana = 217,36°C y una desviación estándar de 70,5. La mínima temperatura determinada es 145,9°C. La subpoblación B se define por la mediana = 317,6°C y una desviación estándar de 15. La máxima temperatura determinada corresponde al valor de 371,8°C.

La distribución es asimétrica, negativa (fig. 70) carácter otorgado por la subpoblación de menor temperatura que contiene el 64% del total poblacional. Son valores muy dispersos, como se manifiesta en la desviación estándar (70). La población de alta temperatura, con el 36% del total de la muestra, contiene el intervalo modal de todo el conjunto poblacional (entre 320 y 350°C) con baja dispersión (15) (fig. 70).

En el diagrama de frecuencias acumuladas de la figura 71 (escalas Gauss-lineal) se producen dos puntos de truncamiento: T1 = 197,7°C y 30%; y T2 = 289,3°C y 50%. Probablemente no sean tres subpoblaciones, sino dos, A y B, con la tercera C, que se genera por la mezcla de ambas. En el histograma efectuado cada 10°C (fig. 72) y en el efectuado cada 15°C (fig. 73) pueden diferenciarse bien los tres grupos, particularmente el de mayor temperatura (290 a 370°C o B) que es el que contiene el intervalo o clase modal.

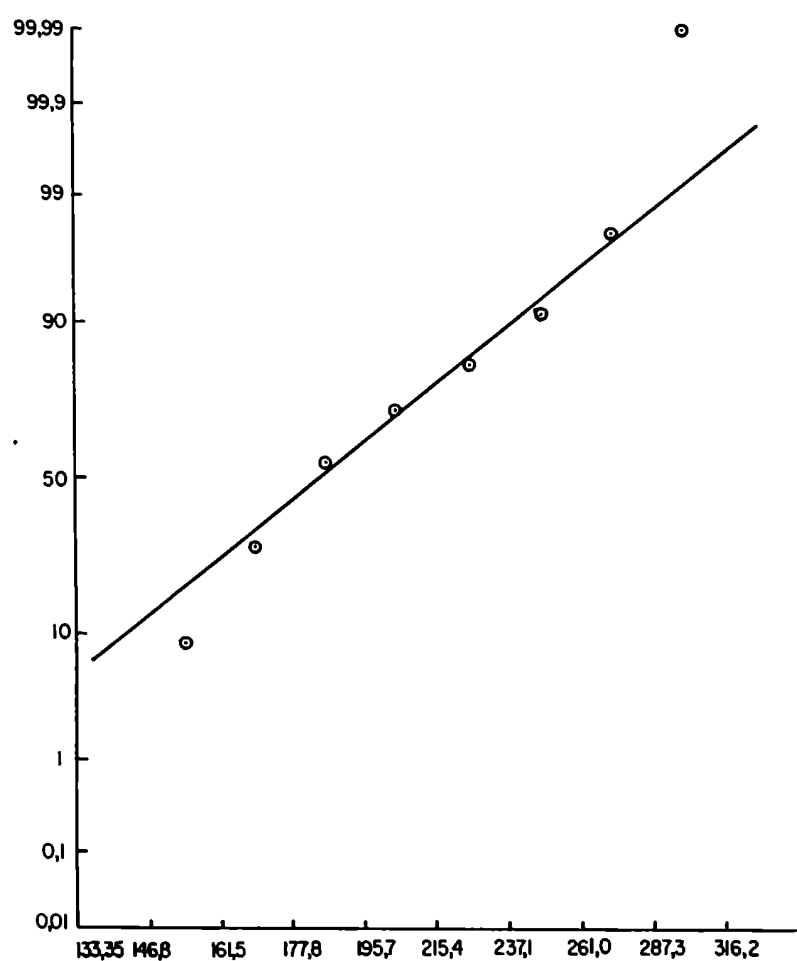


Fig. 63: Distribución de frecuencias acumuladas de las temperaturas de homogeneización líquido-vapor. Granito Los Gigantes.

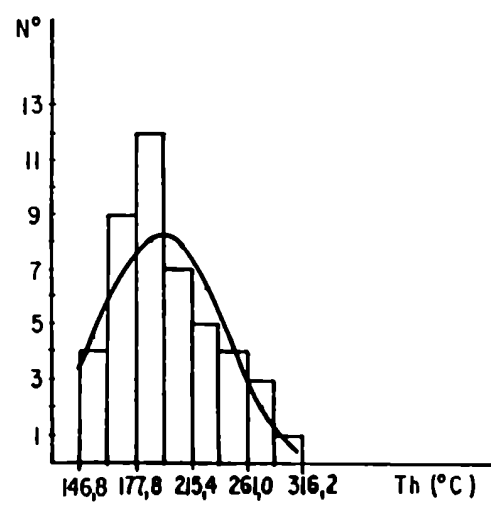


Fig. 64: Histograma de frecuencias y curva teórica de densidad de probabilidad de la distribución de temperaturas de homogeneización líquido-vapor en el granito de Los Gigantes.

La población de baja temperatura (145 a 190°C o A) comprende el 30% de los valores. Esta, más la subpoblación intermedia (C) constituyen el 50% de los datos. La subpoblación de alta temperatura (B) tiene el 50% de la población total en un intervalo de temperatura mucho menor. La moda se ubica entre 298 y 328°C, dentro de la subpoblación B.

Se interpreta que el cuarzo del pegmatoide atrapó inclusiones fluidas a alta temperatura, entre 370-350 y 290°C, con una población subordinada de 190 a 145°C y una etapa intermedia, tal vez nexa entre ambas o bien, perteneciente a alguno de los dos extremos, y representada por cavidades que han sufrido alguna transformación con posterioridad al atrape. Las de alta temperatura corresponderían a la etapa magmática-pegmatítica, y las de baja temperatura, a la etapa hidrotermal que se registra también en las episienitas.

Otra posible interpretación es considerar, de acuerdo con el diagrama de la figura 69, que a partir de los 299-290°C y con temperatura descendente, existió una sola etapa de captura de fluidos, etapa que tendría su máxima representación recién a partir de los 190°C y hasta los 145°C.

5.5.3. Manifestación Don Alberto: episienita

Las Th L-V de las soluciones acuosas atrapadas en el cuarzo de la episienita de Don Alberto ajustan a una distribución gaussiana (fig. 74). Los valores extremos de la población se sitúan en 139,6°C y 216,1°C. El valor medio es 171,67°C. La moda se ubica en 155,8°C y la mediana en 165,65°C, correspondiéndole una desviación estándar de 18,5. La asimetría es positiva (fig. 75).

5.5.4. Manifestación La Negra: episienita

La población de las Th L-V del fluido acuoso alojado en inclusiones fluidas del cuarzo de la episienita aflorante en la manifestación La Negra responde a una distribución gaussiana (fig. 76). Los valores extremos son 103,7 y 200,8°C, con media en 172,96°C. La moda se ubica en 173,47°C, y la mediana 170,36°C. La desviación estándar es 11,1. La asimetría es levemente negativa (fig. 77).

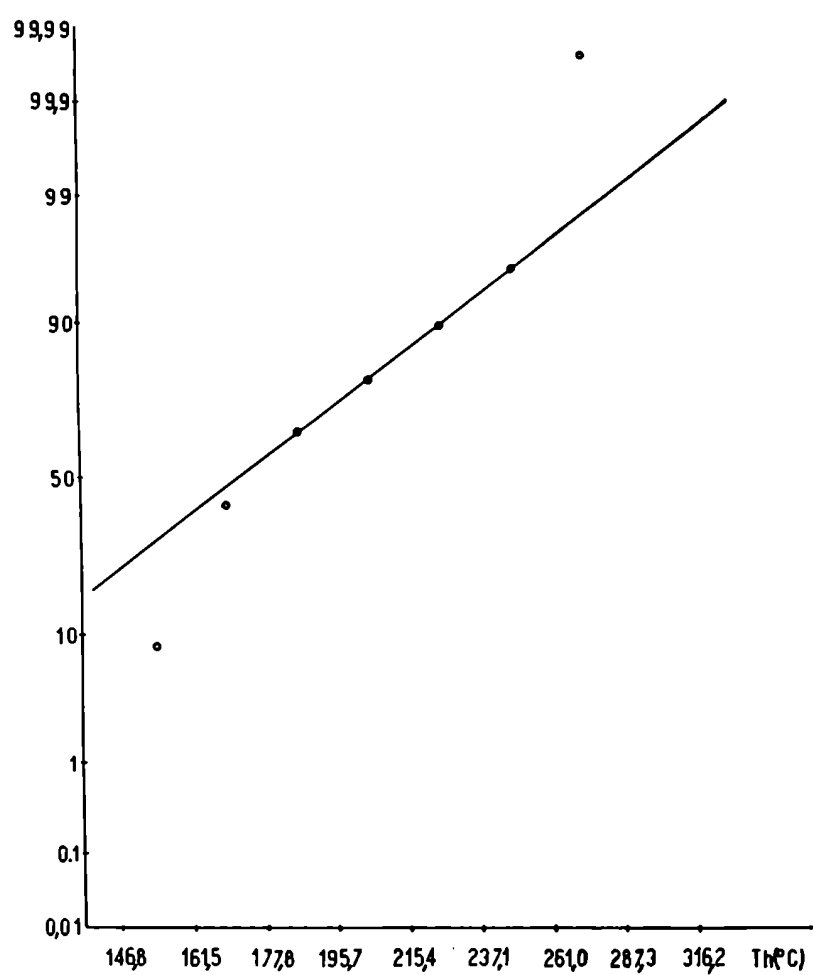


Fig. 65: Distribución de frecuencias acumuladas de temperaturas de homogeneización líquido-vapor. Granito del contacto, Los Gigantes.

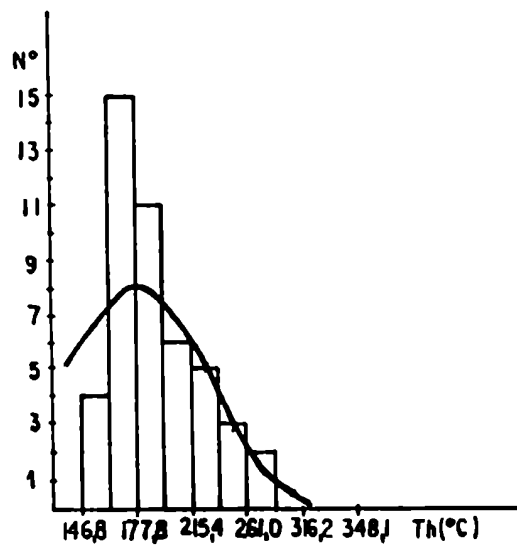


Fig. 66: Histograma de frecuencias y curva teórica de densidad de probabilidad de la distribución de temperaturas de homogeneización líquido-vapor. Granito del contacto, Los Gigantes.

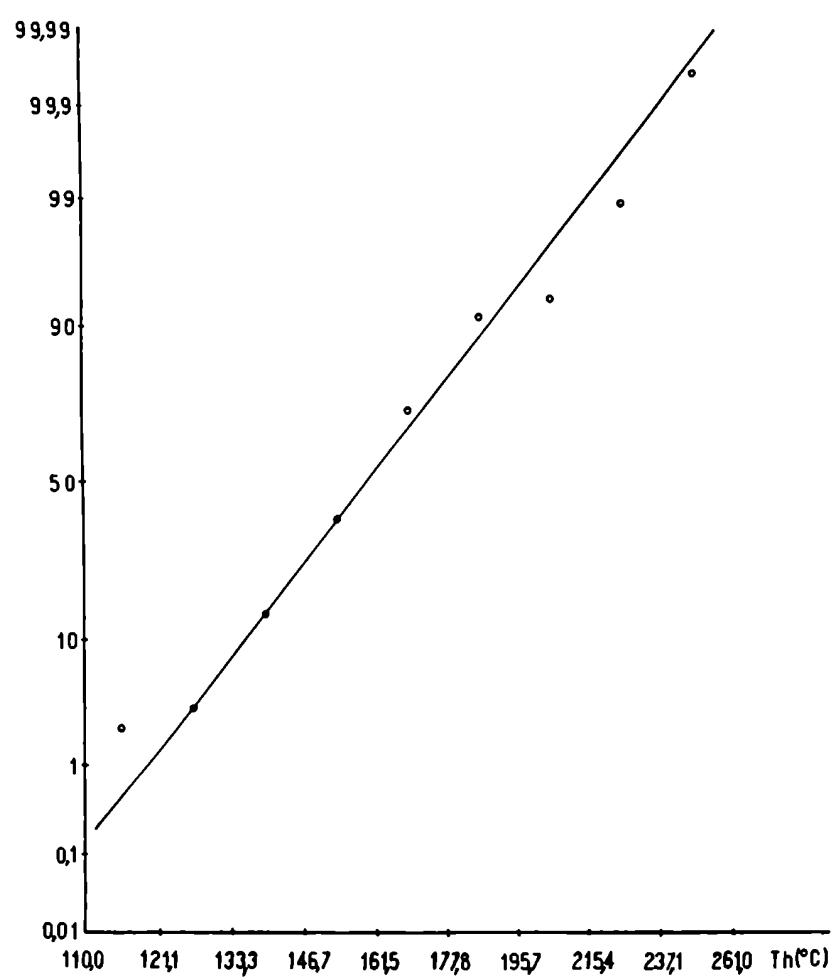


Fig. 67: Distribución de frecuencias acumuladas de temperaturas de homogeneización líquido-vapor. Episienita Los Gigantes.

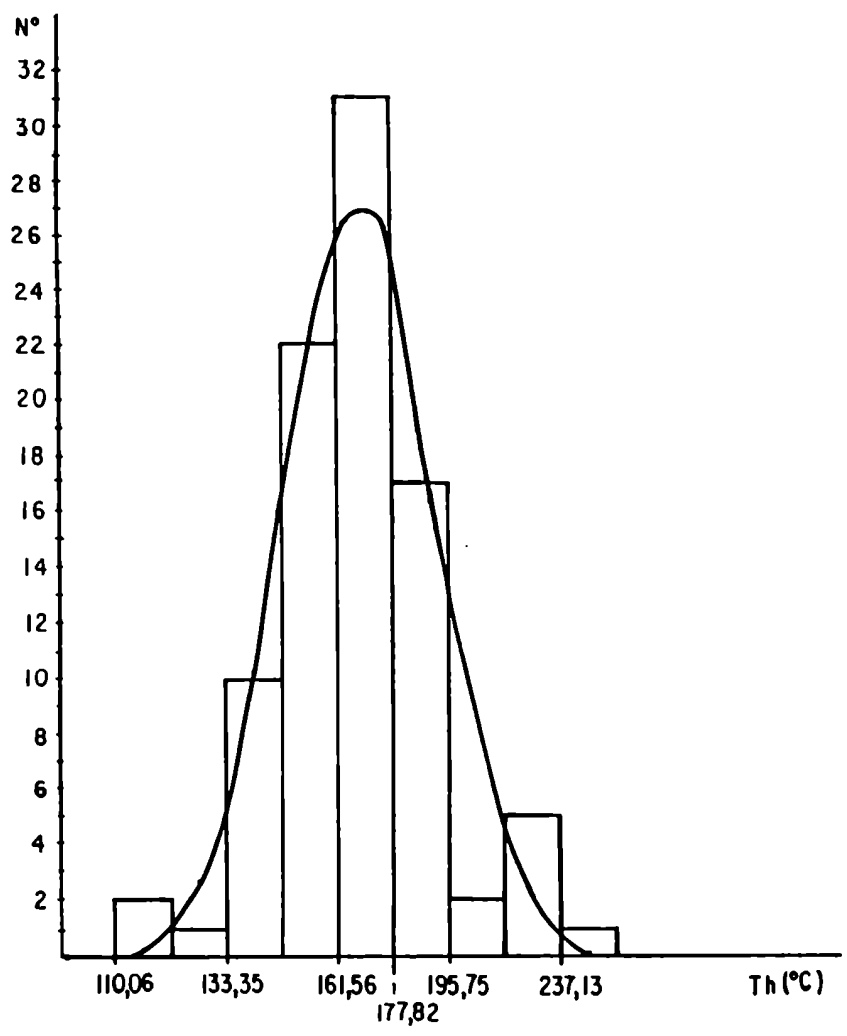


Fig. 68: Histograma de frecuencias y curva teórica de densidad de probabilidad de la distribución de temperaturas de homogeneización líquido-vapor. Episienita Los Gigantes.

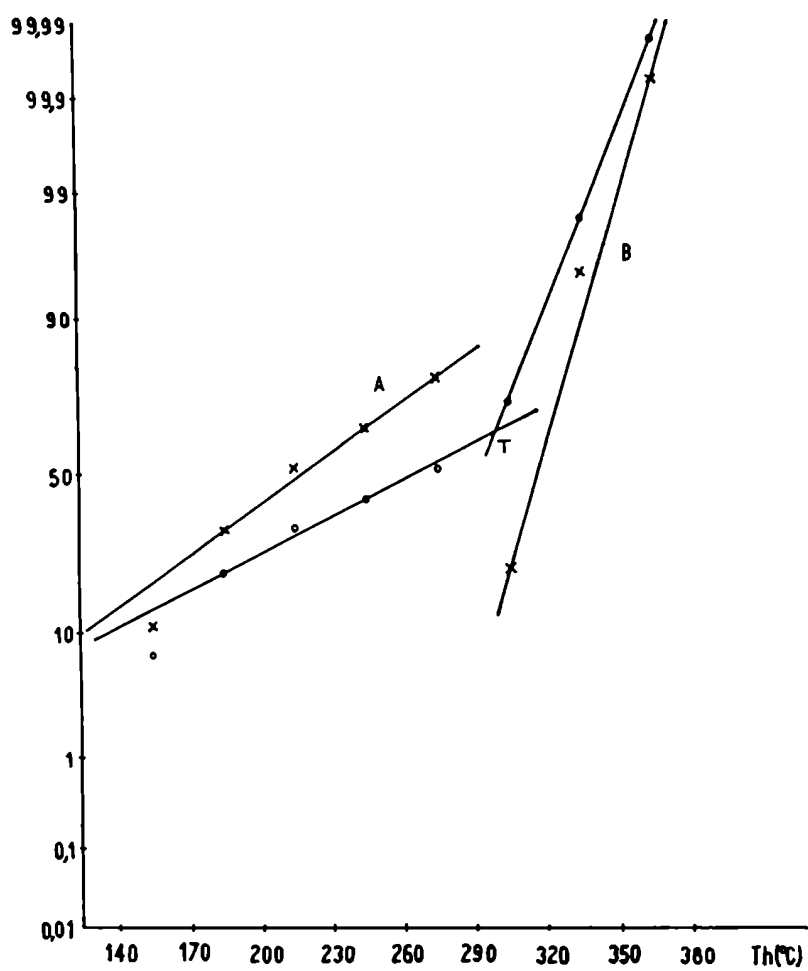


Fig. 69: Distribución de frecuencias acumuladas de temperaturas de homogeneización líquido-vapor. Pegmatoide granítico Los Riojanos. Representación en papel probabilístico y su descomposición en las subpoblaciones A y B.

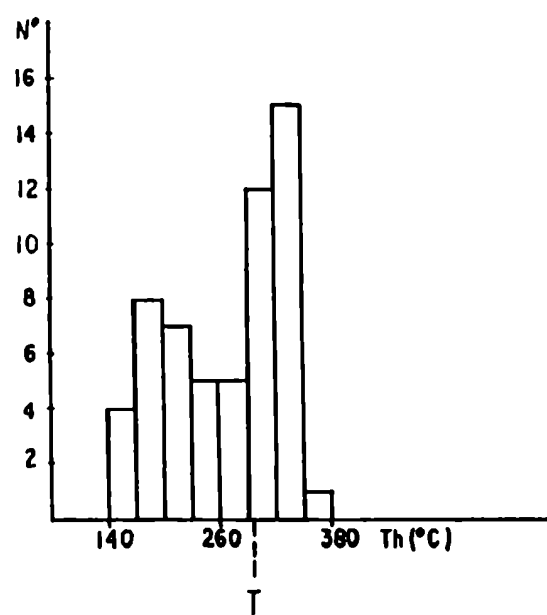


Fig. 70: Histograma de frecuencias de temperaturas de homogeneización líquido-vapor. Pegmatitoide Los Riojanos. Intervalos de clase cada 30°C.

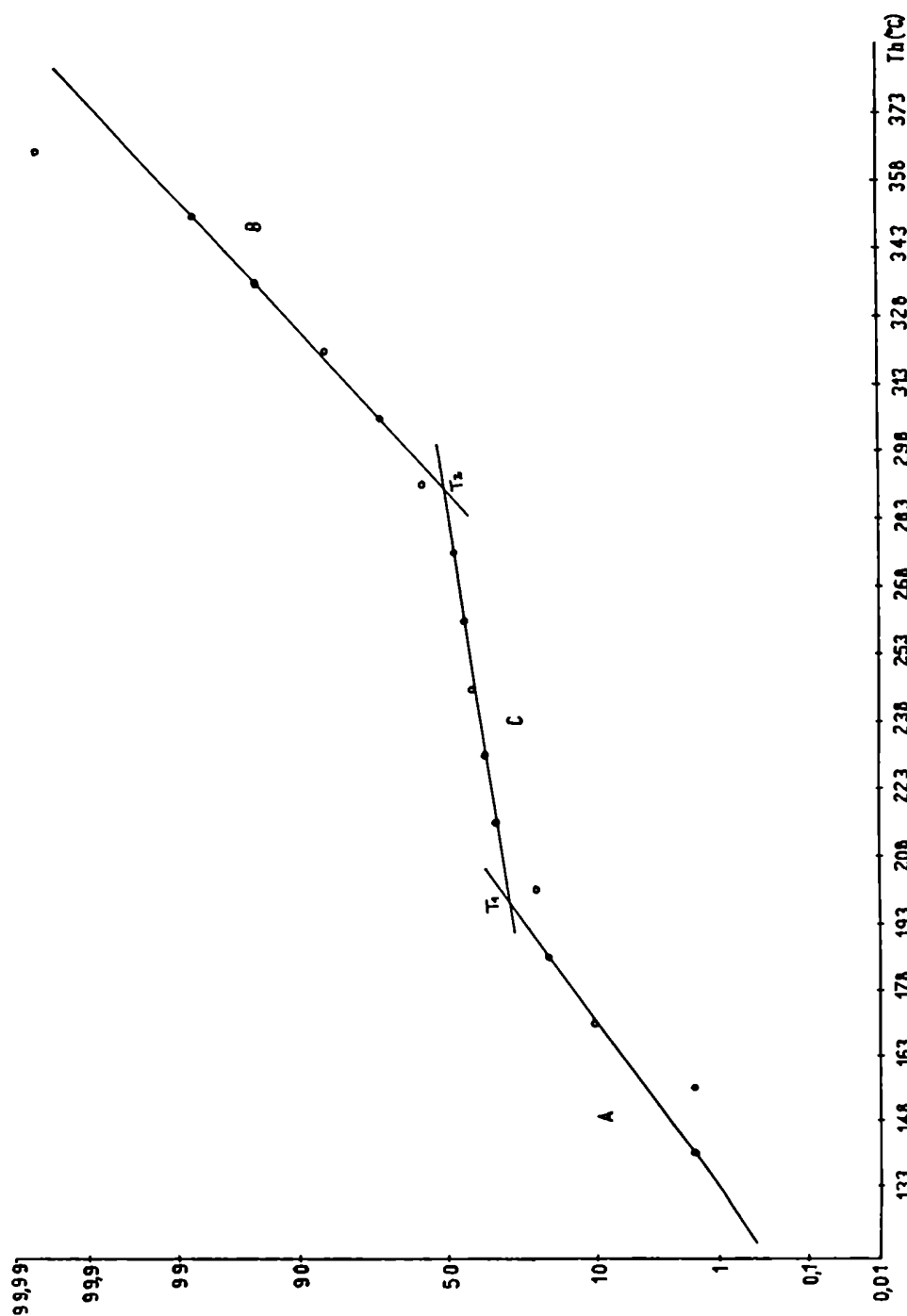


Fig. 71: Distribución de frecuencias acumuladas de temperaturas líquido-vapor. Descomposición en subpoblaciones A, B y C. Pegmatoides Los Riojanos.

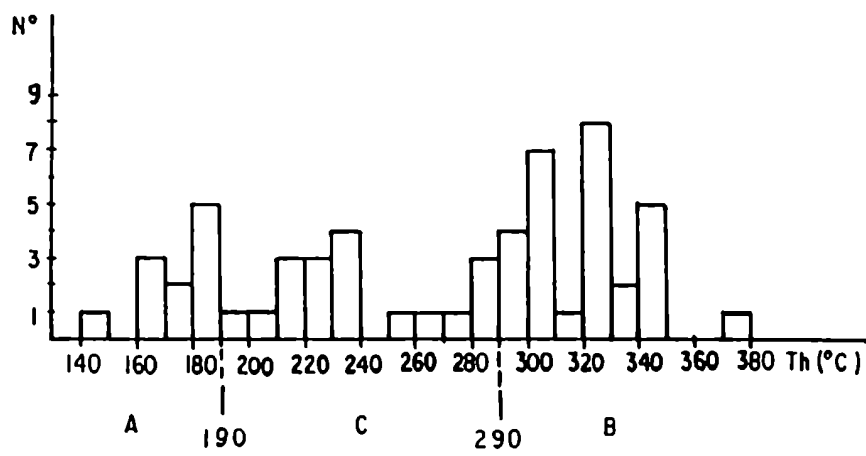


Fig. 72: Histograma de frecuencias.
Distribución gaussiana con intervalos de clase
cada 10°C. Pegmatoide Los Riojanos.

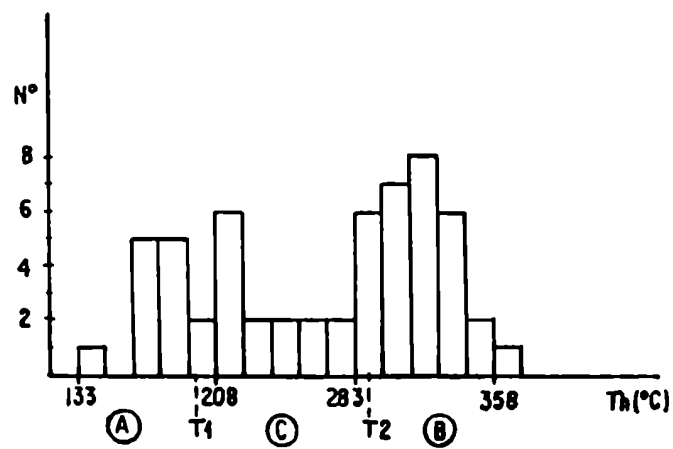


Fig. 73: idem 72. Intervalos cada 15°C.
Pegmatoide Los Riojanos.

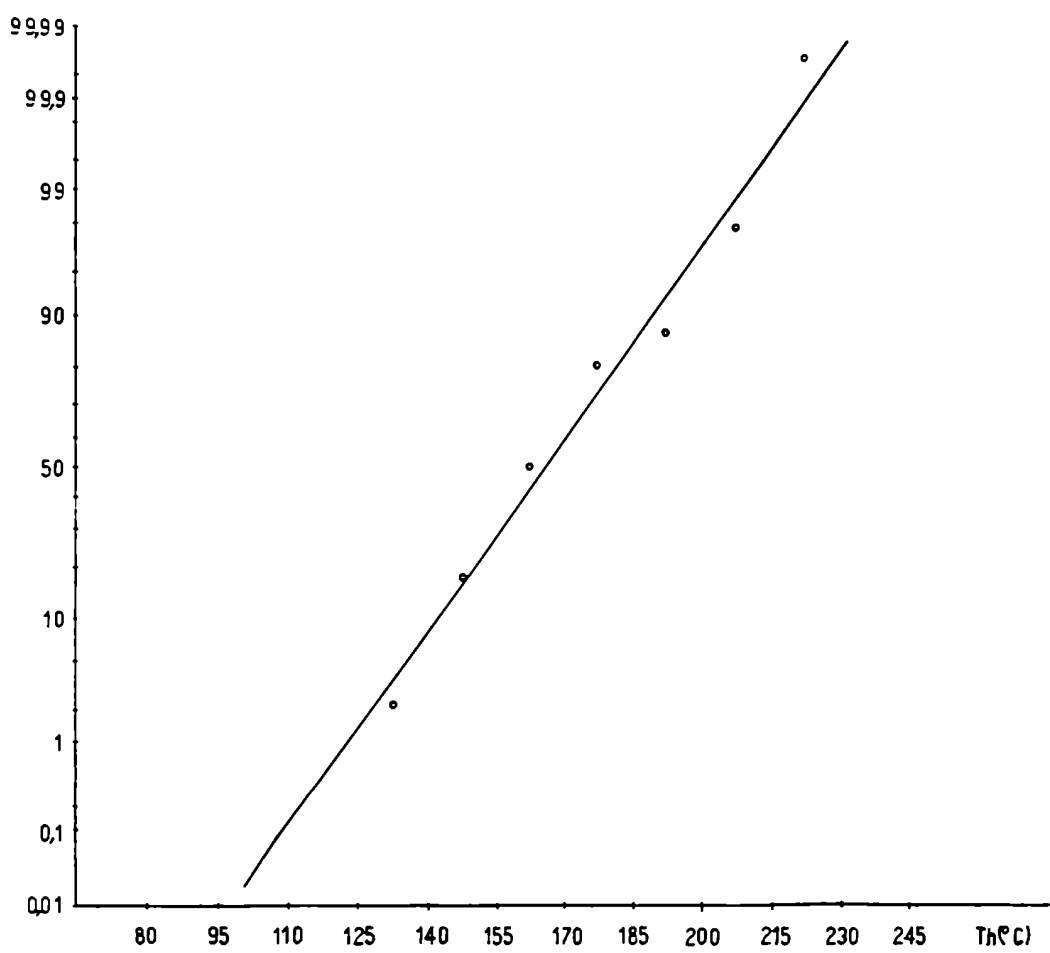


Fig. 74: Distribución de frecuencias acumuladas de temperaturas de homogeneización líquido-vapor. Epidiogenita Don Alberto.

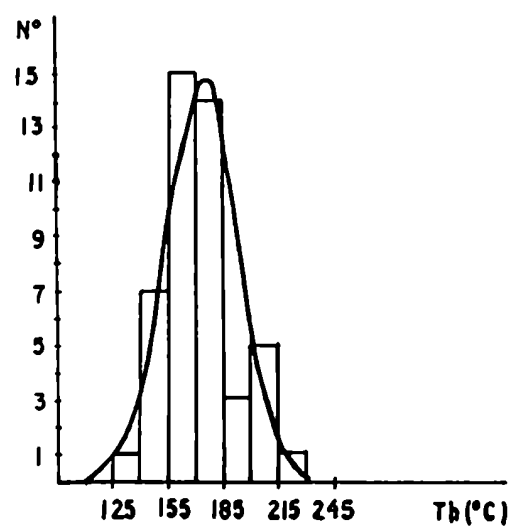


Fig. 75: Histograma de frecuencias y curva teórica de densidad de probabilidad de la distribución de temperaturas de homogeneización líquido-vapor. Episienita Don Alberto.

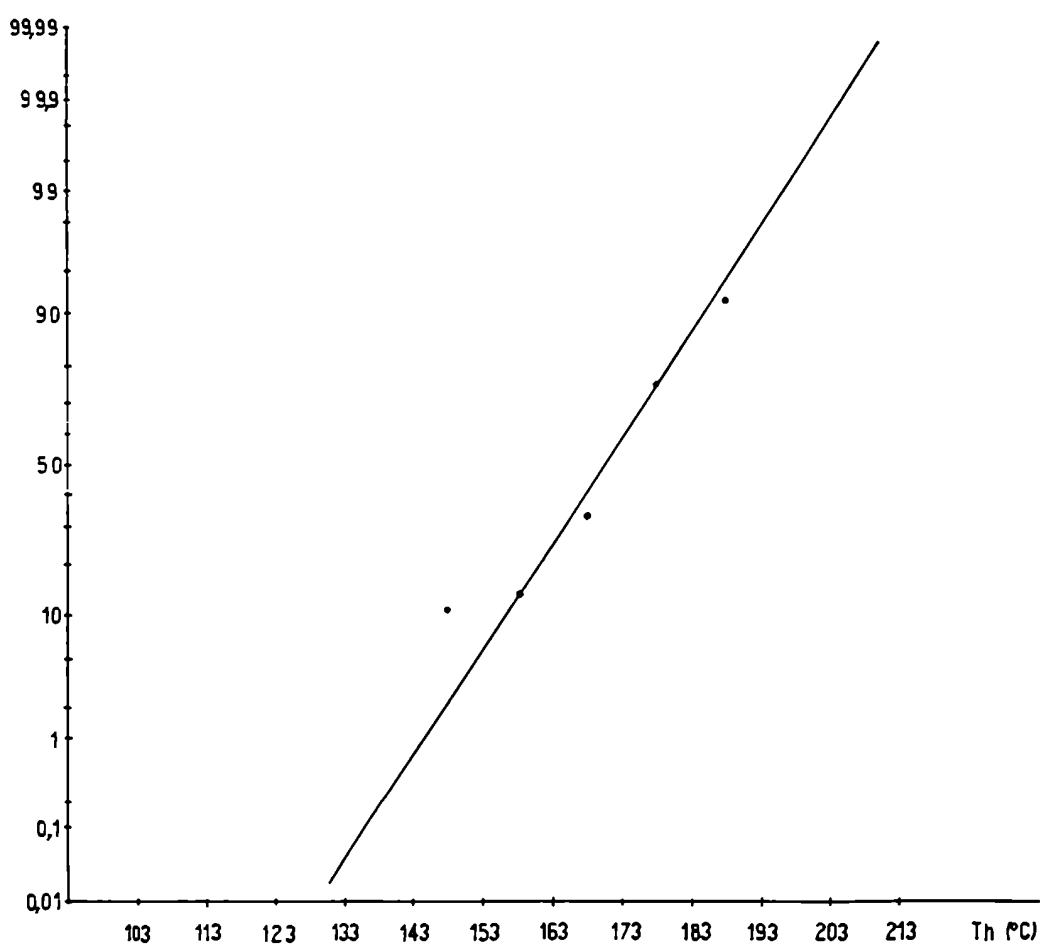


Fig. 76: Distribución de frecuencias acumuladas de temperaturas de homogeneización líquido-vapor. Episienita La Negra.

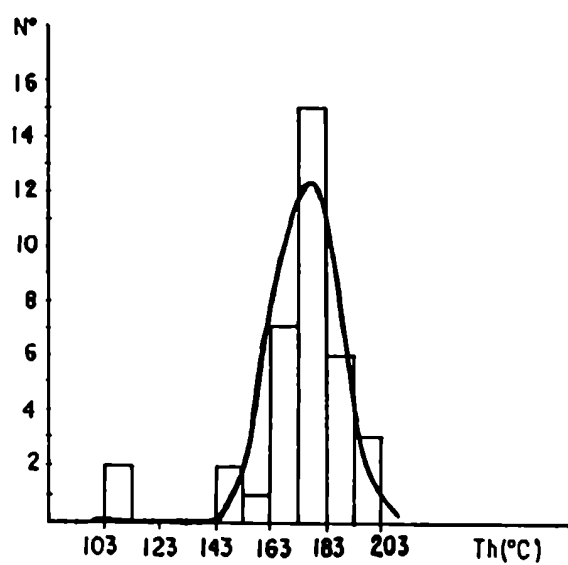


Fig. 77: Histograma de frecuencias y curva teórica de densidad de probabilidad de la distribución de temperaturas de homogeneización líquido-vapor. Episienita La Negra.

5.6. CARACTERISTICAS DE LOS FLUIDOS CARBONICOS

5.6.1. Introducción

Los contenidos en CO_2 han sido deducidos de su densidad y de la relación volumen CO_2 /volumen total. Estos contenidos son aproximados, ya que la estimación de la relación volumétrica $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ es muy imprecisa y el fluido atrapado puede ser heterogéneo (atrapado en el campo inmisible) por lo que se originan inclusiones contemporáneas con contenidos muy variables de CO_2 .

La T_h total ($\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$) es muy difícil de alcanzar ya que el aumento de T provoca fuertes aumentos en la P interna, causando la decrepitación de la cavidad.

5.6.2. Manifestación Don Alberto

5.6.2.1. Granito

Existe escasa asociación entre i.f. con CO_2 e i.f. con solución acuosa. Las i.f. con CO_2 se dividen en dos grupos de acuerdo con el porcentaje volumétrico de CO_2 vapor. Un grupo tiene 20 a 50% de CO_2 vapor respecto del total de CO_2 (vol CO_2 /vol total = 60 a 90%), homogeneizan entre 29,8 y 30,7°C en fase crítica (8 datos, fig. 50) y entre 27,3 y 30,7°C, en fase líquida. El otro grupo corresponde a i.f. con más del 70% (hasta 100%) del volumen de CO_2 ocupado por la fase vapor. La solución acuosa está ausente u ocupa hasta el 20% del volumen total de la cavidad. Estos dos grupos no están relacionados espacialmente. Excepto para dos inclusiones que homogeneizan en fase líquida, la densidad de la fase carbónica se encuentra entre 0,22 y 0,468 g/cm³. Independientemente del contenido de CO_2 vapor, la constancia en la relación CO_2 /solución acuosa para todas las inclusiones indica que dicho fluido no fue atrapado dentro del campo de inmiscibilidad del sistema $\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$, sino por encima del solvus $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ (dentro del campo miscible). La T_f del hidrato formado entre el H_2O y el CO_2 indica una salinidad de 5,41% eq. NaCl en la solución acuosa.

Se calcularon las concentraciones molares porcentuales de CO_2 , H_2O y NaCl para cada grupo de inclusiones según el tipo de homogeneización de la fase carbónica, obteniéndose los siguientes resultados:

Th (°C)	δCO_2	%vol. CO_2	X CO_2	X H_2O	XNaCl	$\delta\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2^1$
	(g/cm ³)					
21,54 (G)	0,22	85	34,40	64,50	1,100	0,30-0,35
30,20 (C)	0,468	85	52,13	47,05	0,812	0,55
27,30 (L)	0,768	80	55,46	43,78	0,756	0,80
30,70 (L)	0,70	60	30,79	68,04	1,170	0,82

En la figura 78 se han representado gráficamente las correspondientes isocoras CO_2 - H_2O -NaCl y su intersección con la curva que limita el campo inmiscible (hacia las bajas temperaturas). La construcción de las isocoras se ha realizado de acuerdo con los gráficos y tablas de Bowers y Helgeson (1983, a y b).

Las temperaturas mínimas obtenidas varían entre 410 y 475°C con un importante descenso en la presión, desde 2250-2000 bars para las inclusiones de mayor densidad total (0,80-0,82 g/cm³) que homogeneizan en fase líquida, a 1000 bars para las que homogeneizan en forma crítica (densidad total = 0,55 g/cm³) y hasta 500 bars para las que homogeneizan en fase gaseosa (densidad total = 0,30-0,35 g/cm³).

Se ha representado, además, la isocora de la solución acuosa salina (5% eq. NaCl) atrapada a baja temperatura (Th = 148°C) en las inclusiones de origen secundario.

5.6.2.2. Episienita

Para la episienita de la manifestación Don Alberto, las isocoras del CO_2 se representan en la figura 79. Las inclusiones con CO_2 aparecen en fracturas selladas o en grupos aislados; en ambos casos, sin asociación notable con inclusiones acuosas. Por otra parte, no hay grandes diferencias en el contenido volumétrico porcentual CO_2 /total, relación que alcanza el 100% de CO_2 en la mayoría de las cavidades. Estos hechos permiten considerar que las inclusiones con CO_2 fueron atrapadas dentro del campo de miscibilidad, con la presencia de un fluido, aunque escaso, muy rico en CO_2 . La densidad del CO_2 para las inclusiones con 100% de CO_2 varía entre 0,25 y 0,30 g/cm³, de acuerdo con la Th_{L-V} → S. Sólo una inclusión es trifásica con un vol.% CO_2 /total igual a 80. Para ésta, la concentración molar porcentual y la densidad de la solución $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ se calculan considerando una salinidad de 2,6% eq. NaCl (salinidad de las inclusiones acuosas). La densidad resultante es 0,47 g/cm³ y las concentraciones molares, 37,14% CO_2 , 62,35% H_2O y 0,5% NaCl.

A pesar de la ausencia de datos de Th total, se pueden establecer

¹ obtenida por el gráfico de Pokrovskii et al. (1975)(fig.19) considerando $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ puros.

² La densidad de la solución $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ fue calculada a partir del gráfico de Pokrovskii et al. (1975).

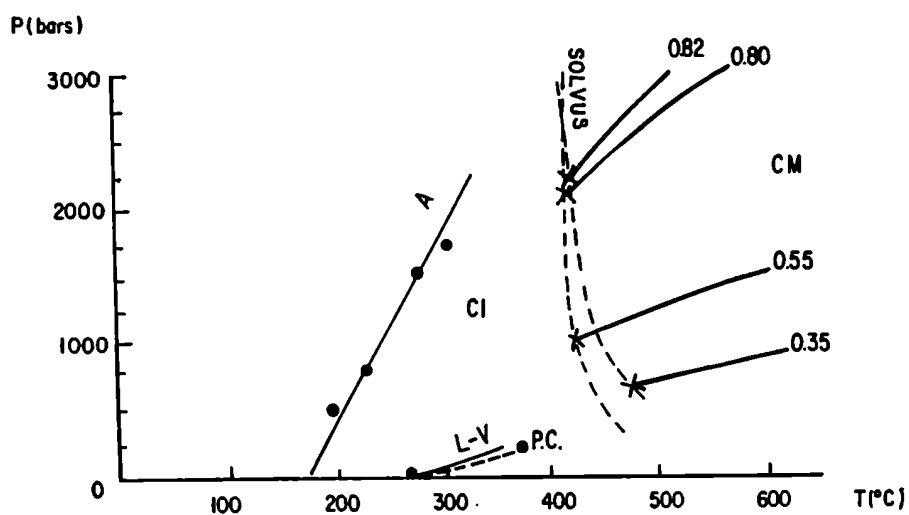


Fig. 78: Granito Don Alberto.

Isocoras $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ (Bowers y Helgeson, 1983 a y b)
 - - - - curvas solvus (Bowers y Helgeson, 1983 a y b)
 CM= campo miscible
 CI= campo inmiscible

Fluido acuoso de inclusiones secundarias

L-V: curva líquido-vapor para una solución acuosa 5% eq. en peso NaCl (Haas, 1976).

A: isocora $0,95 \text{ g/cm}^3$, para una solución acuosa al 5% eq. en peso NaCl, Th L-V= 148°C (Potter y Brown, 1977)

P.C.= curva líquido-vapor para agua pura. P.C.: punto crítico

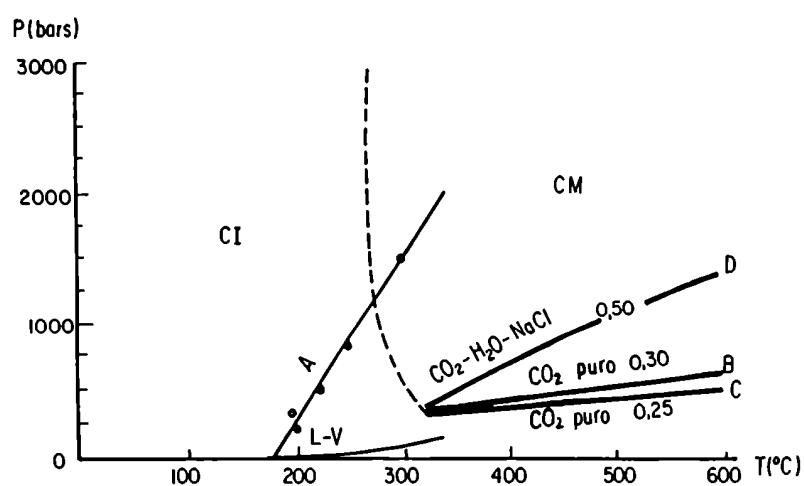


Fig. 79: Episienita Don Alberto

Isocoras $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ (D) (Bowers y Helgeson, op. cit.)

Isocoras CO_2 puro (B y C) (Hollister, 1981)

CM= campo miscible

CI= campo inmiscible

Fluido acuoso

L-V= curva líquido-vapor para una solución acuosa al 2,84% eq. NaCl (Haas, 1976)

A= isocora $0,91 \text{ g/cm}^3$ para una solución acuosa al 3% eq. NaCl (Potter y Brown, 1977)

valores mínimos de T y P de atrape, determinados por la intersección de las isocoras con el solvus del sistema $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl}$ (fig. 79). Las T mínimas obtenidas varían entre 310 y 325°C y la P entre 330 y 390 bars.

La isocora de densidad 0,50 g/cm³ para el sistema $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl}$ se trazó según el gráfico de Bowers y Helgeson (1983 b); las isocoras del CO_2 puro fueron extrapoladas del gráfico de Hollister (1981).

5.6.3. Manifestación Los Gigantes

5.6.3.1. Granito del contacto con la episienita

Solo fue posible estudiar una inclusión con CO_2 . El relleno es trifásico, con relación volumétrica CO_2 /total del 40%. La homogeneización de las fases carbónicas tuvo lugar a los 26,8°C en fase gaseosa (densidad = 0,25 g/cm³). La fusión del hidrato se produjo a 6,5°C indicando un 6,63% eq. NaCl en la solución acuosa. La concentración molar de CO_2 es 8,2%; la del H_2O , 89,9% y la del NaCl, 2%. La inclusión decrepitó a 300°C antes de la homogeneización total.

La escasez de i.f. con CO_2 impide establecer si la captura del fluido fue en el campo miscible o en el inmisible.

En la figura 80 se ha representado la curva solvus (límite entre ambos campos) de acuerdo con la concentración molar (Bowers y Helgeson, 1983 b). Se indica la T de decrepitación, a la cual le corresponden 300 bars. Se ha dibujado la isocora hipotética para un fluido homogéneo (densidad total = 0,70 g/cm³). En este caso, la Tt³ mínima sería de 364°C y la Pt⁴ mínima, de 640 bars. Si el fluido fue atrapado como dos fases miscibles ($\text{H}_2\text{O-NaCl}$ y CO_2) los valores anteriores serían valores máximos de atrape. También se representa la isocora de 0,90 g/cm³ para la solución acuosa con concentración salina de 3% eq. NaCl, que está representada por las inclusiones acuosas secundarias con Th promedio = 193,13°C. Se señala además, la isocora de 0,83 g/cm³ para una solución con 7% eq. NaCl (Th = 280°C) que correspondería al fluido acuoso del campo miscible y que, probablemente esté representado por unas pocas inclusiones de la población de inclusiones secundarias.

5.6.3.2. Episienita

Son escasas las i.f. con CO_2 , pero la relación volumétrica CO_2 /total no varía de una a otra. Además, no existe, aparentemente, relación espacial con las inclusiones acuosas. Estas características permiten concluir que el fluido de estas cavidades fue atrapado dentro del campo miscible del sistema $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl}$. La densidad del CO_2 es 0,70 g/cm³ (Th = 30°C, en fase líquida), mientras que la densidad del fluido de composición compleja es 0,82 g/cm³ (determinado a partir del gráfico de la figura 19). El CO_2 y la solución acuosa homogeneizaron a 325°C (valor promedio) en forma crítica (con dudas). La P de homogeneización fue de 1500 bars (Bowers y Helgeson,

³ Tt = temperatura de atrape

⁴ Pt = presión de atrape

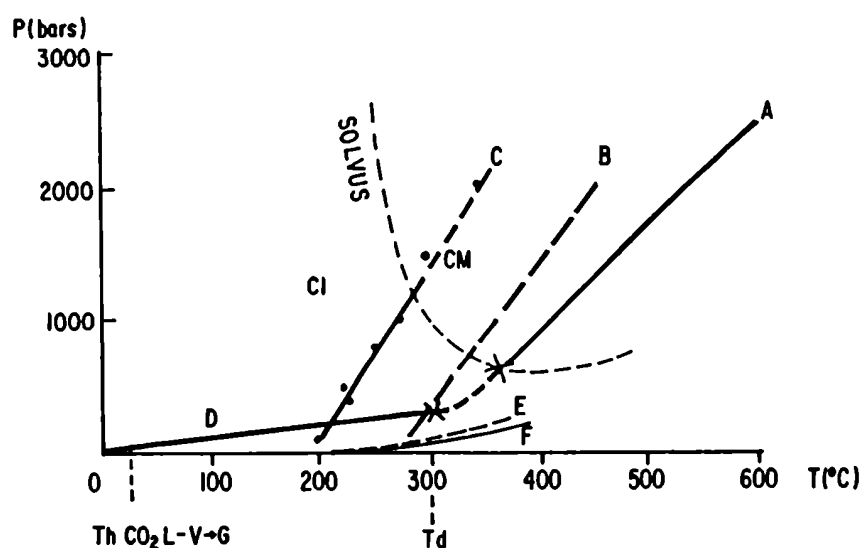


Fig. 8Q: Granito Los Gigantes (contacto)

A= isocora H_2O-CO_2-NaCl ; $0,70 \text{ g/cm}^3$ (Bowers y Helgeson, 1983 b)
 B= isocora $H_2O-NaCl$ (7%); $0,83 \text{ g/cm}^3$ (datos de Potter y Brown, 1977)
 C= isocora $H_2O-NaCl$ (3%); $0,90 \text{ g/cm}^3$ (datos de Potter y Brown, 1977)
 Solvus para $X_{CO_2} = 0,10$; $X_{NaCl} = 0,0193$ (Bowers y Helgeson, op.cit.)
 D= isocora CO_2 ; $0,25 \text{ g/cm}^3$ (Hollister, 1981)
 E= curva líquido-vapor para una solución 8,06% eq. NaCl (datos de Haas, 1976)
 F= curva líquido-vapor para una solución 3% eq. NaCl (datos de Haas, op. cit.)
 Td= temperatura de decrepitación
 CM= campo miscible H_2O-CO_2-NaCl
 CI= campo inmiscible $H_2O+NaCl$ y CO_2
 B= isocora de fluido hipotético con $Th = 280^\circ C$

1983 b). Ambos son considerados como valores mínimos de captura del fluido. La concentración molar del CO_2 es de 0,31 y la del NaCl 0,0021 (según salinidad de inclusiones acuosas).

En la figura 81 se ha dibujado la curva solvus (límite entre campos miscible e inmiscible) según la concentración molar (Bowers y Helgeson, op.cit.), con la isocora del fluido complejo (interpolada) indicando la T_h total o sea la T_t mínima y la presión mínima. Además se muestra la trayectoria de la isocora de la solución acuosa (1% eq. NaCl) representada por las inclusiones acuosas atrapadas posteriormente (probablemente por descenso normal de P y T).

5.6.4. Manifestación Los Riojanos

5.6.4.1. Granito

Las i.f. con CO_2 corresponden a dos grupos:
1) atrapadas dentro del campo inmiscible del sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ con H_2O correspondiente a una solución acuosa al 28% eq. NaCl (0,1068 molar) con relación volumétrica $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ muy variable de una cavidad a otra. Este grupo de i.f. se disponen en fracturas, muy asociadas a inclusiones acuosas. El relleno es trifásico, consistente en CO_2 vapor, CO_2 líquido y solución acuosa; una inclusión tiene relleno bifásico (CO_2 vapor y CO_2 líquido) y en otra, la solución acuosa aloja un sólido no identificado. Homogeneizan en fase líquida, gaseosa o crítica, entre 26,1 y 30,0°C. La relación $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ varía entre 20 y 100%. Hasta los 340°C no se alcanzó la homogeneización total ni la ruptura de la cavidad. La salinidad de la solución acuosa fue obtenida a partir de la T_m de las inclusiones acuosas asociadas.

Las concentraciones molares porcentuales de CO_2 , H_2O y NaCl son las siguientes:

Th (°C)	δCO_2 (g/cm ³)	%vol. CO_2	X CO_2	X H_2O	XNaCl	$\delta\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2^{\S}$
28,2 G	0,30	40	8,66	82,53	8,81	0,72
29,6 G	0,35	40	9,66	81,61	8,71	0,73
30,0 G	0,35	20	5,04	85,79	9,16	0,88
28,6 C	0,468	50	16,23	75,68	8,08	0,72
26,1 L	0,78	5	3,47	87,21	9,31	>0,99
26,1 L	0,78	40	17,56	74,48	8,00	0,92
26,1 L	0,78	60	31,18	62,17	6,64	0,86
26,2 L	0,78	80	54,00	41,56	4,44	0,81
26,2 L	0,78	50	23,61	69,02	7,37	0,89
29,1 L	0,75	50	23,00	69,60	7,43	0,87
27,1 L	0,76	100	---	---	--	--

^{\S} obtenida por el gráfico de Pokrovskii et al. (1975)(fig.19) considerando $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ puros.

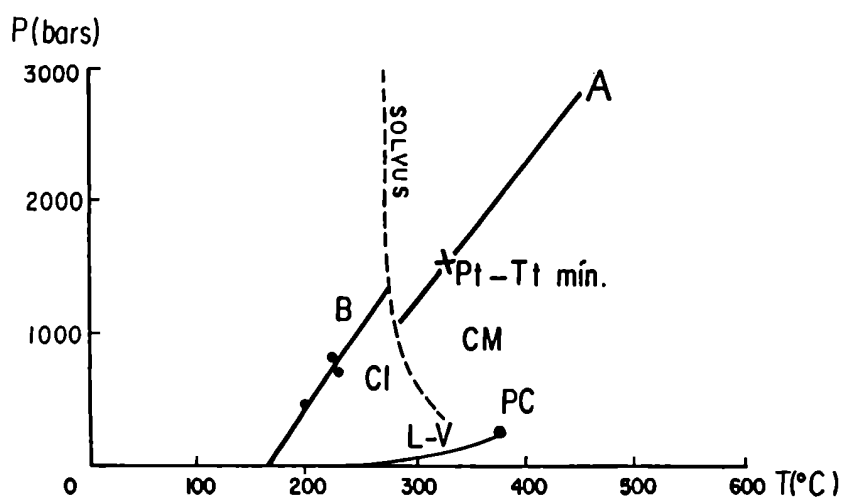


Fig. 81: Episienita Los Gigantes

A= Isocora $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl}$; $0,82 \text{ g/cm}^3$ (Bowers y Helgeson, 1983 b)
 Solvus para $X\text{CO}_2 = 0,3$; $X\text{NaCl} = 0,00$ (Bowers y Helgeson, op. cit.)

CM= campo miscible; CI= campo inmisible

Pt-Tt mín= presión y temperatura de atrape mínimas

Fluido acuoso de inclusiones secundarias

L-V= curva líquido-vapor para agua pura;

PC= punto crítico (datos de Haas, 1976)

B= isocora $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ (1%); $0,91 \text{ g/cm}^3$ (datos de Potter y Brown, 1977)

Th (°C)	Tt (°C)	Pt (bars)
28,2 G	<490	<1300
29,6 G	<490	<1300
30,0 G	<390	<1000
28,6 C	<490	<1300
26,1 L	<345	<1250
26,1 L	<425	<2000
26,1 L	<420	<2750
26,2 L	<420	<2750
26,2 L	<425	<2000
29,1 L	<430	<1800
27,1 L	-	--

Además de la relación volumétrica $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ variable y la asociación con inclusiones acuosas, la alta salinidad es otro factor a favor del atrape dentro del campo miscible ya que el mismo (región de dos fases) aumenta con el contenido de NaCl (Takenouchi y Kennedy, 1965; Bowers y Helgeson, 1983 a y b).

2) Atrapadas dentro del campo miscible $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$, con H_2O representado por una solución acuosa probablemente con 2,3 % eq. NaCl (0,0072 molar) (existieron dificultades ópticas para la determinación exacta de la Tf del hielo). Son cavidades que se disponen en grupos o en lineaciones, con relleno trifásico (CO_2 líquido, CO_2 vapor y solución acuosa) cuya relación volumétrica no varía notablemente de una a otra (40-80% con promedio en 50%). La homogeneización de las fases carbónicas se produjo en fase gaseosa (excepto en dos casos en que fue en fase líquida) entre 27,3 y 30,5°C. Sólo en una inclusión se logró la homogeneización total (374°C en fase CO_2). En tres inclusiones la cavidad decrepitó a 302, 340 y 393,4°C.

Las concentraciones molares porcentuales de cada fase son:

Th (°C)	δCO_2 (g/cm ³)	%vol. CO_2	X CO_2	X H_2O	XNaCl	$\delta\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2^6$
27,3 G	0,25	50	11,06	88,30	0,63	0,62
27,4 G ⁷	0,25	50	11,06	88,30	0,63	0,62
27,9 G	0,30	50	12,64	86,73	0,63	0,65
28,0 G	0,30	50	12,64	86,73	0,63	0,65
28,0 G	0,30	60	17,05	82,36	0,60	0,57

⁶ obtenida por el gráfico de Pokrovskii et al. (1975)(fig.19) considerando $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ puros.

⁷ Tht = 372°C CO_2

28,0 G	0,30	40	9,44	89,91	0,64	0,72
28,0 G	0,30	40	9,44	89,91	0,64	0,72
29,0 G	0,35	50	14,16	85,22	0,61	0,67
30,0 G	0,35	50	14,16	85,22	0,61	0,67
30,0 G	0,35	50	14,16	85,22	0,61	0,67
30,5 G	0,35	80	37,16	62,38	0,45	0,47
28,1 L	0,75	50	24,66	74,79	0,53	0,87
28,8 L	0,75	50	24,66	74,79	0,53	0,87

Th (°C)	Tt (°C)	Pt (bars)
27,3 G	>>335 ⁸	>>250
27,4 G	>374	>550
27,9 G	>>330	>>250
28,0 G	>>330	>>250
28,0 G	>>330	>>250
28,0 G	>>310	>>375
28,0 G	>>310	>>375

Th (°C)	Tt (°C)	Pt (bars)
29,0 G	>>320	>>300
30,0 G	>>320	>>300
30,0 G	>>320	>>300
30,5 G	>>320	>>375
28,1 L	>>275	>>1400
28,8 L	>>275 ⁹	>>1400

En la figura 82 se representaron las curvas solvus correspondientes a la composición del fluido atrapado dentro del campo inmisible $H_2O-NaCl$ y CO_2 (grupo 1). En este caso, las Tht indican una T superior a la verdadera Tt. Se han considerado los valores P-T máximos (indicados <) determinados por el punto de intersección de la isocora $H_2O-NaCl-CO_2$ con la curva solvus que separa CM de CI.

Para el grupo (2) de inclusiones en las que el fluido ha sido atrapado en el estado homogéneo (campo miscible) la Th total representa valor mínimo de Tt y la P, presión mínima. En las inclusiones en las que no se registró la homogeneización total, se ha considerado el valor P-T mínimo (indicado >>) determinado por la intersección de la isocora $CO_2-H_2O-NaCl$ correspondiente, con la curva solvus que delimita el campo miscible (hacia la derecha) del campo inmisible (hacia la izquierda) (figura 83). Se han

⁸ Td > 393,4°C

⁹ Td > 340

Fig. 82: Granito Los Riojanos
 Campo inmiscible, 28% eq. NaCl.

Isocoras H_2O-CO_2-NaCl (Bowers y Helgeson, 1983 b)

Solvus (Bowers y Helgeson, op. cit.)

	X_{CO_2}	X_{NaCl}
C=	0,3	0,0193
D=	0,1	0,0715
E=	0,5	0,0193
F=	0,05	0,0715

Isocoras CO_2 puro (g/cm^3) (Hollister, 1981)

- 1= 0,78
- 2= 0,75
- 3= 0,468
- 4= 0,35
- 5= 0,30

A= isocora $H_2O-NaCl$ (25%); 0,99 g/cm^3 (datos de Potter y Brown, 1977)
 L-V= curva líquido-vapor para una solución 25,96% eq. NaCl
 (datos de Haas, 1976)

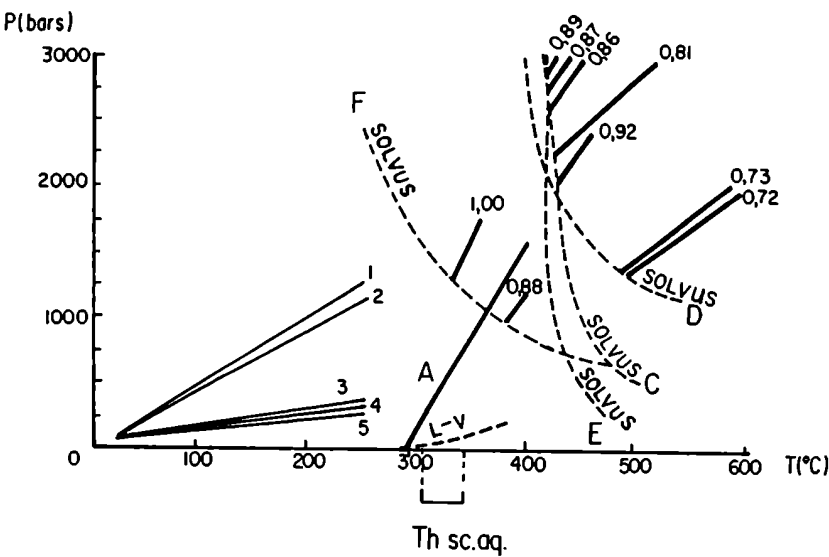


Fig. 83: Granito Los Riojanos
Campo miscible, 2,3% eq. NaCl

Isocoras H_2O-CO_2-NaCl (Bowers y Helgeson, 1983 b)

Solvus (Bowers y Helgeson, op. cit.)

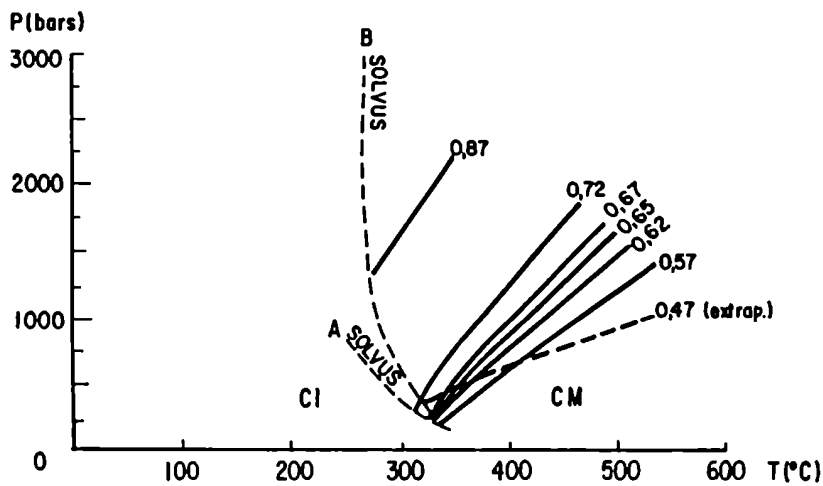
A: $X_{CO_2} = 0,1$ $X_{NaCl} = 0,0$

B: $X_{CO_2} = 0,3$ $X_{NaCl} = 0,0$

$x = ThT = 374^{\circ}C$, $\delta = 0,629 \text{ g/cm}^3$

CM= campo miscible

CI= campo inmiscible



utilizado los gráficos de Bowers y Helgeson (1983 b).

Una posible interpretación del fenómeno por el cual hay i.f. atrapadas dentro del campo inmisible e i.f. atrapadas dentro del campo miscible, puede ser vista en la figura 84. Se indican las condiciones de P y T reinantes durante la evolución de un fluido, consistente en dos fases inmiscibles ($H_2O + NaCl$ y CO_2) (CI) a un fluido, homogéneo, formado por fases miscibles entre sí ($H_2O + NaCl$ y CO_2) (CM). El pasaje, alternado, habría ocurrido alrededor de los 375-350°C y desde 1550 y hasta 750 bars, aunque la máxima presión es de 2750 y la mínima, 250 bars.

El parámetro que muestra mayor variación es la presión. También debe considerarse el efecto del cambio de la salinidad, fenómeno que probablemente sea consecuencia del descenso de la P. Holland (1967) señala que fluctuaciones en la P, debido a efectos tectónicos durante la cristalización del magma, pueden ser responsables de grandes cambios en la salinidad de los fluidos.

Es probable que el cambio en la salinidad sea gradual y no tan brusco como lo registrado a través del estudio microtermométrico. Ya se indicó que la determinación del punto de fusión del hielo fue dificultada por las características ópticas (reducido tamaño de las cavidades). Precisamente, el descenso pronunciado en la salinidad produce el pasaje de campo inmisible a campo miscible, ya que el campo de dos fases se agranda con el aumento en la concentración de NaCl (Takenouchi y Kennedy, 1965).

Por lo expuesto, se deduce que un importante descenso de la P produjo el descenso marcado de la salinidad de las soluciones acuosas. Sería lógico pensar que la disminución de la presión genera, paralelamente al descenso de la salinidad, una merma en el contenido de CO_2 , pero esta pérdida sería total si se pasara de un campo miscible a uno inmisible en el cual la desmezcla de las fases favorecería el escape del CO_2 . No ocurre lo mismo en este caso.

Probablemente el pasaje de un campo a otro ha sido rápido, ocasionado por fluctuaciones en la P, lo que determinó la captura alternada de i.f. dentro de un campo o del otro, según la salinidad.

En el diagrama ternario H_2O -NaCl- CO_2 (figura 85) se define una recta con origen en el vértice CO_2 para las i.f. atrapadas en el campo inmisible. Esta línea representa compatibilidades o fases coexistentes dentro del campo inmisible y su posición indica bajas temperaturas (Bowers y Helgeson, 1983 a).

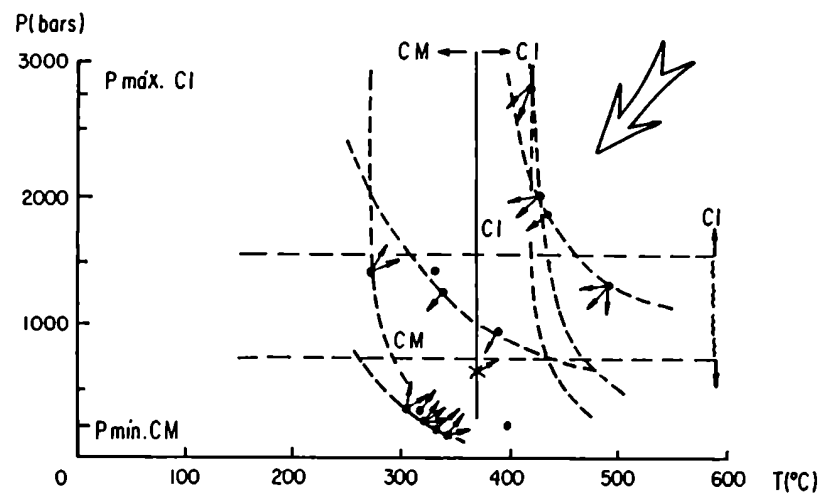
5.6.4.2. Pegmatoide

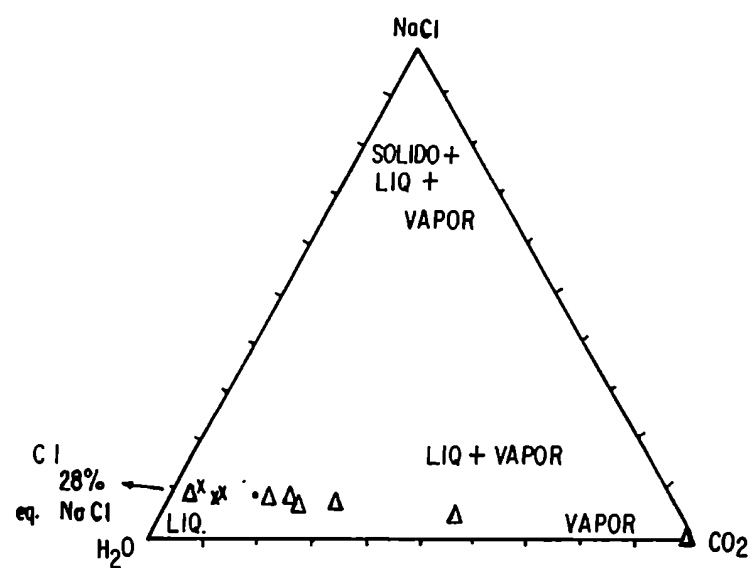
La relación volumétrica porcentual CO_2/H_2O es variable, pero no lo suficiente como para asegurar que el fluido atrapado consistiera, originalmente, en dos fases inmiscibles, aunque hay relación con inclusiones acuosas. La existencia de relleno bifásico no es indicio de captura de fluido inmisible ya que, en este caso, se trata de solución acuosa salina y CO_2 líquido.

Debe suponerse, existiendo evidencias opuestas, que la captura de fluido fue alternada, ya sea en medio inmisible, ya sea en medio miscible,

Fig. 84: Granito Los Riojanos
 Condiciones de P y T reinantes durante la captura, alternada, de fluido miscible e inmiscible.

CI= campo inmiscible; CM= campo miscible
 ~ ~ ~ zona de transición (captura alternada)
 ← línea de evolución del fluido
 ←• fluido atrapado en CI: T_t y $P_t < T_h$ y P_h
 •→ fluido atrapado en CM: T_t y $P_t > T_h$ y P_h
 x = T_h total
 • T_d
 solvus (Bowers y Helgeson, 1983 b)





Homogeneización x en fase gaseosa
 • crítica
 Δ en fase líquida

Fig. 85: Granito Los Riojanos.
 Diagrama ternario H₂O-NaCl-CO₂.

dentro de un régimen de P descendiente desde 1150 bars aproximadamente ($T_{ht} = 351^{\circ}\text{C}$) hasta 260 bars (para $T_{ht} = 330,7^{\circ}\text{C}$) (fig. 86) con simultánea disminución del contenido de CO_2 en el fluido, hasta dar lugar al atrape de i.f. totalmente acuosas por debajo de los 280°C (subpoblación A de las inclusiones acuosas, con salinidad 2,6% eq. NaCl).

Entre 280 y 351°C se habría producido la captura de i.f. con CO_2 y solución acuosa, a partir de un fluido homogéneo y heterogéneo, alternadamente (fig. 86). En ese intervalo de T, varía en mayor grado la P (desde 1150 a 250 bars).

Las inclusiones con CO_2 habrían sido coetáneas con algunas inclusiones acuosas de la subpoblación B (de mayor temperatura, con media en $317,6^{\circ}\text{C}$ y mínimo y máximo en $299,5$ y $371,8^{\circ}\text{C}$, respectivamente).

La etapa de captura de fluido homogéneo y heterogéneo en el pegmatoide, podría ser equivalente con la última etapa de atrape de fluidos del granito (Los Riojanos). Además, se registra en el pegmatoide una tercera etapa de captura de inclusiones fluidas acuosas de baja salinidad (2,6% eq. NaCl), con Th media de 217°C (subpoblación A).

Por otra parte, como ya se indicó, las fases carbónicas homogeneizan en fase gaseosa y en fase crítica a T comprendidas entre $26,8$ y $30,0^{\circ}\text{C}$ (densidad = $0,25\text{--}0,35\text{ g/cm}^3$ para el fluido que homogeneiza en fase gaseosa y densidad = $0,468\text{ g/cm}^3$ para aquél que lo hace en forma crítica). La homogeneización total se produjo entre $280,1$ y $351,2^{\circ}\text{C}$ en fase líquida (acuosa) (promedio = $328,8^{\circ}\text{C}$, $\alpha_1 = 21,58$; $\alpha_2 = 23,31$).

Las concentraciones molares de CO_2 varían entre 7 y 14% para las inclusiones de más baja densidad (homogeneización líquido-vapor a gas) y entre 9 y 23% para las de densidad crítica, mientras que la concentración molar del NaCl es aproximadamente 0,7% para todas. En todos los cálculos se ha considerado salinidad igual a 2,6% eq. NaCl.

Fig. 86: Pegmatoide Los Riojanos

Isocoras H_2O-CO_2-NaCl (Bowers y Helgeson, 1983 b)

solvus: Bowers y Helgeson (op. cit.)

A= isocora $H_2O-NaCl$ (3%); $0,87 \text{ g/cm}^3$. Etapa 150-300°C (Potter y Brown, 1977)

B= isocora $H_2O-NaCl$ (3%); $0,72 \text{ g/cm}^3$. Etapa 300-370°C (Potter y Brown, 1977)

x= Th total: $351,0^\circ\text{C}$; δ : $0,79 \text{ g/cm}^3$
 Th total: $330,7^\circ\text{C}$; δ : $0,62 \text{ g/cm}^3$

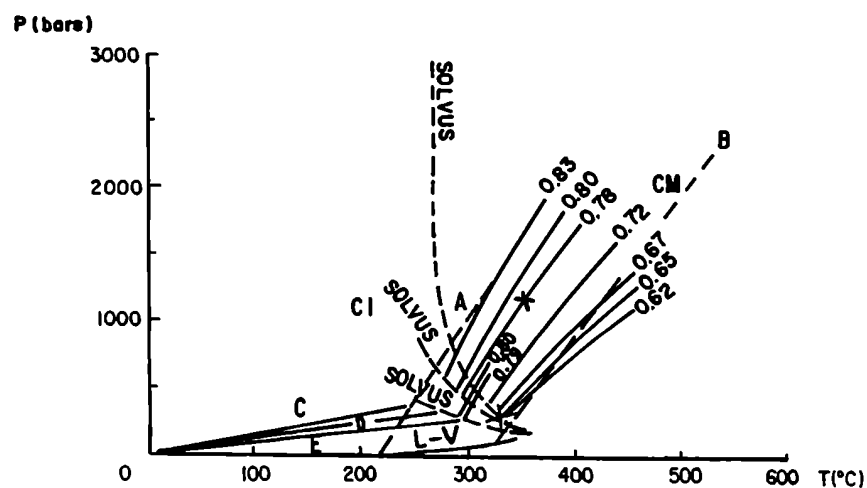
L-V= curva líquido-vapor para una solución 2,84% NaCl (Haas, 1976)

C a E= isocoras CO_2 puro (g/cm^3) (Hollister, 1981)

C= 0,468

D= 0,35

E= 0,25



5.7. EFFECTO DE LA PRESION SOBRE LA TEMPERATURA DE CAPTURA

La presión de vapor del fluido en el momento de su captura generalmente es menor que la presión externa. En caso contrario, el fluido estaría en ebullición, produciéndose el atrape de inclusiones con relaciones V_g/V_t (volumen gaseoso a volumen total) altamente variables. Las inclusiones fluidas acuosas estudiadas no revelan diferencias notables en dicha relación. Generalmente este valor se encuentra entre 10 y 30%. Por lo tanto, durante el atrape de fluido en cavidades de cuarzo de los granitos y episienitas, la presión externa ha superado a la presión de vapor del fluido.

Debido a la presión que se ejerce externamente sobre el fluido, éste se comprime, resultando entonces, que la temperatura de homogeneización (T_h) de la inclusión es menor que la temperatura de atrape (T_t). Por esta razón, las T_h son consideradas siempre como **temperaturas mínimas** de captura, debiendo corregirse según la P externa, para obtener la verdadera T_t .

Tal como lo mencionan Roedder y Bodnar (1980) en la mayoría de las investigaciones de i.f., la P externa no se determina a partir de las inclusiones sino que se obtiene a partir de otro tipo de evidencias que indiquen la profundidad en el momento de la captura del fluido en las cavidades minerales. Conocida dicha P y los datos P - X - T del fluido, directamente se calcula la T_t a partir de la isocora correspondiente. Hay varios métodos para corregir la T_h en función de la P externa, pero la mayoría se basan en el conocimiento previo del valor de la misma.

Debido a que las P involucradas en las diferentes etapas de evolución de los fluidos en las manifestaciones estudiadas son variables, hecho que caracteriza ciertos eventos, no se considera el efecto de la P para poder relacionar las diferentes etapas entre sí, según la T .

Para todas las episienitas puede considerarse que el atrape de fluido en inclusiones en el cuarzo tuvo lugar en un ambiente de P hidrostática ya que la cataclasis y la disolución de minerales graníticos generaron vías por donde circularon los fluidos. En este caso tiene validez el método de Haas (1971) de corrección de la temperatura. Para los granitos también tiene validez este método, ya que la captura de i.f. tiene que haberse producido bajo un régimen de presión hidrostática. Este valor corresponde a la presión de homogeneización (P_h) o P mínima de atrape. Se indica, además, la profundidad correspondiente a dicha presión.

La cristalización del cuarzo magmático debe haberse producido por encima de los 350°C ya que según evidencias texturales (ver mineralogía: feldespatos) es apenas anterior o simultáneo con la formación de megacrístales de microclino. De acuerdo con los valores de triclinicidad (Lira, 1985) el FK ha cristalizado por debajo de los 400°C y más probablemente hacia los 300 - 350°C .

Por otra parte, Giménez de Patiño y Patiño Douce (1987) y Giménez de Patiño (1989) determinan, para la intrusión del batolito de Achala, una P del orden de $1,5 \text{ Kb}$ y una T aproximada de 500°C , por la coexistencia de

muscovita y cuarzo sin FK en hornfels de esquistos biotíticos y por la asociación tremolita-calcita-cuarzo-diópsido en hornfels de esquistos anfibólicos. De esta manera, obtienen una profundidad no mayor de 5 km para la intrusión batolítica. Gordillo (1976, en Lira, 1985) indica que la presencia de andalucita y antofilita en la aureola de contacto generada por la intrusión del batolito de Achala, es indicadora de un emplazamiento a poca profundidad relativa (2-3 kb).

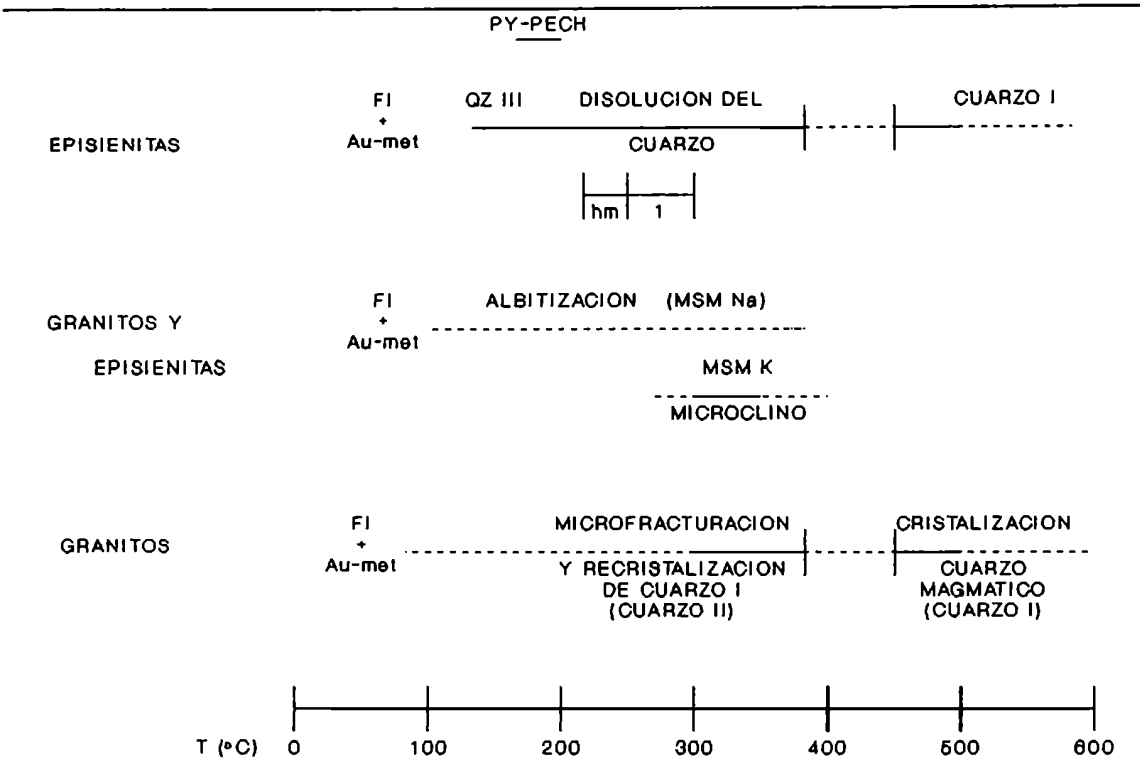
Se podría concluir que, según la temperatura de cristalización del microclino y la temperatura máxima de comienzo de la disolución del cuarzo en las episienitas (370-400°C, cuadro II) la mínima temperatura de cristalización del cuarzo magmático ha sido 350°C. Para esta temperatura, los gráficos de Potter (1977) de corrección de la temperatura por efecto de la P dan los siguientes resultados:

Th (°C)	Salinidad (% eq. NaCl)	P. externa supuesta (Kbars)	Factor de corrección (°C)	Th corregida Tt (°C)
350	1	1,0	110	460
		1,25	135	485
		1,5	160	510
		1,75	189	539
	5	1,0	95	445
		1,25	125	475
		1,5	154	504
		1,75	180	530
	25	1,0	96	446
		1,25	125	475
		1,5	150	500
		1,75	180	530

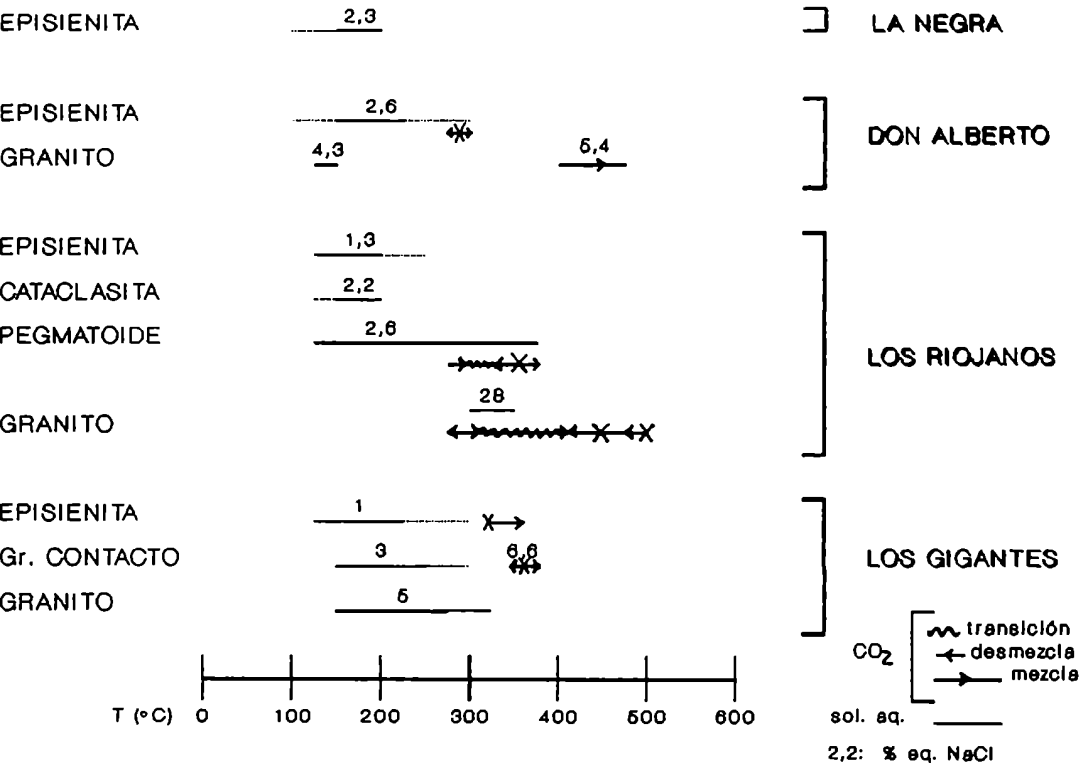
De acuerdo con los geotermómetros independientes que se han mencionado, la T de cristalización del cuarzo queda comprendida entre 350 y 500°C. Las correcciones de la Th expuestas llevan a suponer que la P externa en el momento en que el cuarzo estaba cristalizando fue igual o menor a los 1,5 Kb. Se presentan los resultados para soluciones acuosas con diferentes concentraciones en virtud de la escasez de datos experimentales. A pesar de las considerables diferencias entre las salinidades no existen, mayormente, resultados muy dispares en la Tt. (Aunque la máxima salinidad calculada fue de 28% eq. NaCl o sea una solución saturada, se pueden usar las correcciones para 25%; Roedder, 1984).

Roedder y Bodnar (op. cit.) proponen un método para calcular la P de atrape (Pt) utilizando las isotermas de inclusiones con CO₂ y solución acuosa. Este valor de la P es mínimo en el caso de que CO₂ y agua hayan sido atrapados como dos fases miscibles entre sí, es decir, un fluido homogéneo; será un valor máximo de Pt si CO₂ y solución acuosa son atrapados como dos fases inmiscibles entre sí.

CUADRO II



QZ= cuarzo; hm= hematita; FI= fluorita; MSM= metasomatismo
Au-met= autunita-metautunita 1= desestabilización de rutilo y biotita PY-PECH= pirita-pechblenda



Para las inclusiones del pegmatoides de Los Riojanos cuya ThT es de 330 y 351°C (ThT promedio = 337°C) con un porcentaje molar de CO_2 del 9%, la Pt mínima varía entre 325 y 360 bars para una solución acuosa al 0% eq. NaCl (fig. 87) y 325-330 bars para 6% eq. NaCl (fig. 88). Este valor de Pt es un valor mínimo siempre y cuando las inclusiones consideradas hayan sido efectivamente atrapadas dentro del campo miscible. Sin embargo, de acuerdo con lo visto en el capítulo referente a CO_2 y a la figura 86, la P fue variable desde 1150 a 260 bars, de manera que se produjo la captura alternada de un fluido miscible y uno inmisible. (Los gráficos de Takenouchi y Kennedy, 1965, no tienen en cuenta la diferencia de densidad del fluido; por esta razón se obtienen valores distintos).

Las inclusiones acuosas de la etapa de mayor temperatura (Th promedio = 317,6°C) requieren una profundidad mínima de 1300 m (110 bars) para una solución 2,6% eq. NaCl y densidad = 0,72 g/cm³ (fig. 16) (Haas, 1971). Las inclusiones fluidas acuosas de la segunda etapa, o de menor temperatura (Th promedio = 217,3°C, con salinidad 2,6% eq. NaCl) habrían necesitado una profundidad mínima de 200,8 m (20 bars) (Haas, op. cit.) de manera de evitar la ebullición.

Por lo expuesto, se deduce que hubo descenso de la P mínima de atrape desde 1150 hasta 20 bars. Los máximos valores del par P-T se encuentran en 1150 bars y 371,8°C con captura de fluido dentro del campo miscible CO_2 - H_2O -NaCl. A partir de los 750 y hasta los 260 bars y, entre 330 y 280°C, aproximadamente, la captura es alternada entre CM y CI (se ha llegado al solvus para algunas densidades) (fig. 89: indicado con una línea roja llena, aproximadamente perpendicular a las isocoras).

La etapa de CM comprendida entre 750 bars-372°C y 260 bars-330°C, para las mezclas de menor densidad total, tiene que haber sido contemporánea con la captura de solución acuosa de la etapa B (alta T) (en el sector comprendido entre las dos líneas rojas, figura 89).

El comienzo de la etapa A de captura de inclusiones acuosas estaría comprendido dentro del campo indefinido CM-CI, probablemente constituyendo la fase H_2O -NaCl de un fluido bifásico (CI).

Concluyendo, las mezclas CO_2 - H_2O -NaCl comenzaron a ser atrapadas a 351,2°C (máxima ThT registrada) y 1150 bars (máxima P registrada para el par ThT-densidad). Entre 750 bars (para ThT = 280°C) y 260 bars (para ThT = 330°C) el fluido de composición compleja entra en un campo de desmezcla (cruza el solvus para algunas densidades) por lo que la captura es alternada entre CM y CI, según la densidad.

Las inclusiones acuosas de la etapa de mayor T (B) son contemporáneas con la captura de fluido complejo (CM), entre 750 y 260 bars; mientras que las primeras inclusiones de la etapa A (menor T) son atrapadas contemporáneamente con el pasaje de CM a CI de la mezcla H_2O - CO_2 -NaCl. Finalmente, las inclusiones acuosas son atrapadas hasta P mínimas de 20 bars.

Si se tiene en cuenta que la facies pegmatoides debe estar genética y espacialmente relacionada con el cuerpo intrusivo granítico, se puede

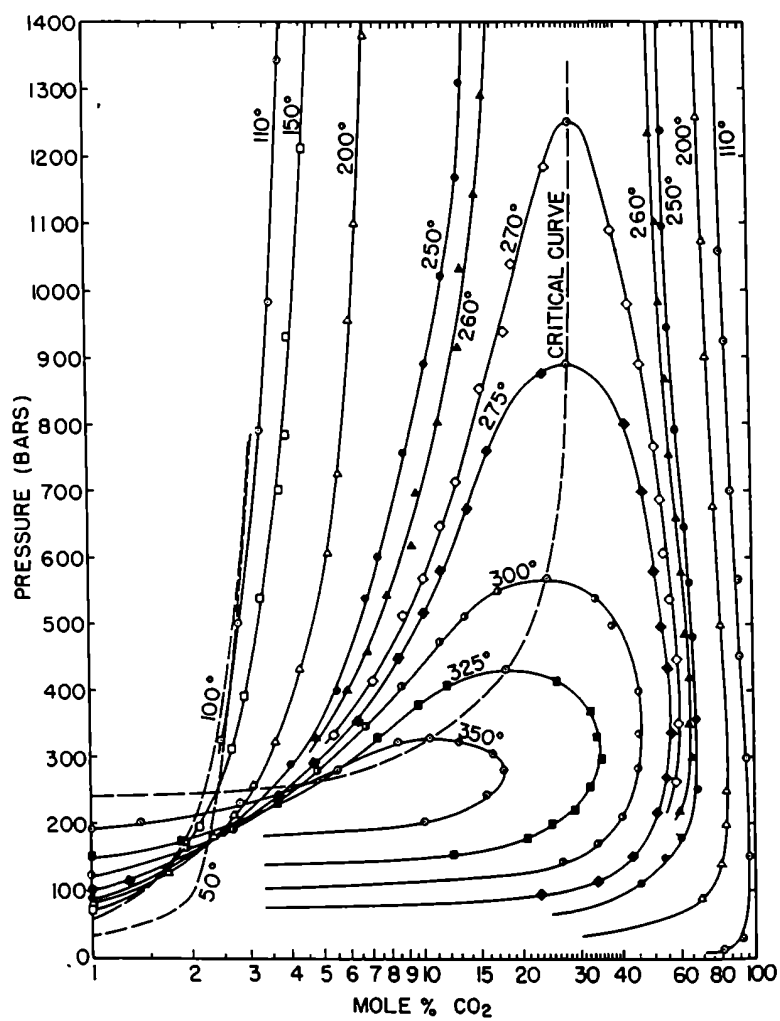


Fig. 87: Diagrama semilogarítmico de isotermas, mostrando la composición de gases y líquidos coexistentes en el sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ (Takenouchi y Kennedy, 1964).

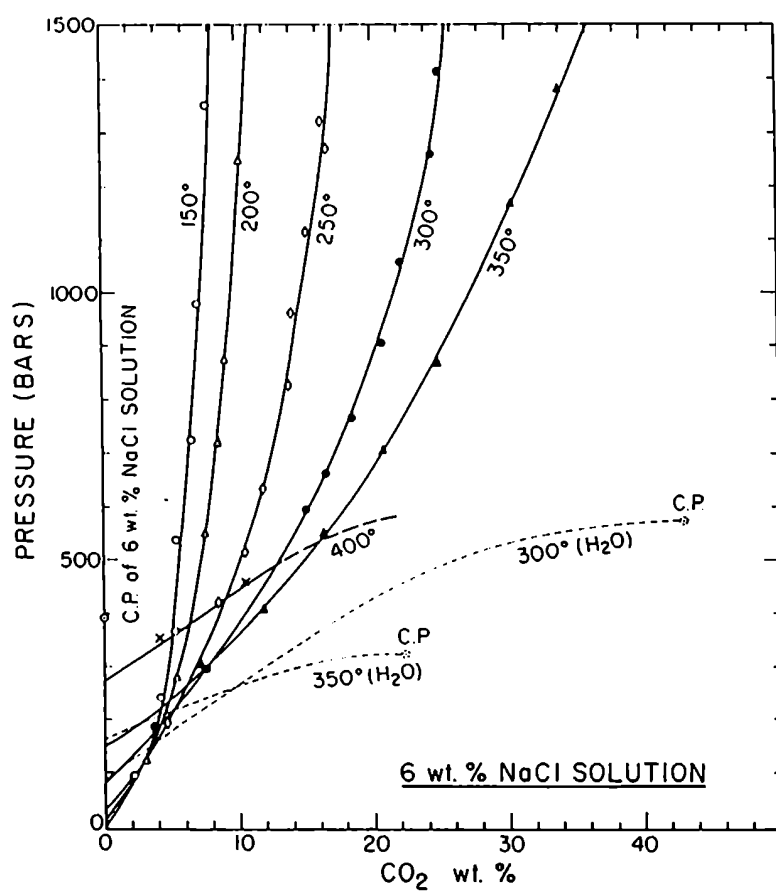


Fig. 88: Solubilidad del CO₂ en una solución 6% equivalente en peso de NaCl (Takenouchi y Kennedy, 1965).

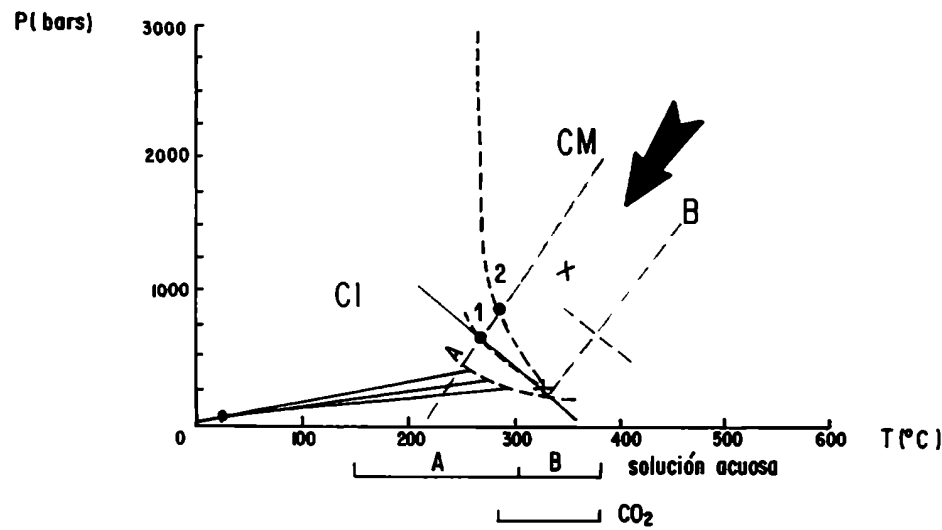
Fig. 89: Pegmatoide Los Riojanos
Evolución P-T de los fluidos CO₂-H₂O, pasaje de CM a CI.

x= Th total

← evolución P-T

---- isocoras H₂O-NaCl, 3% eq. NaCl
A: $\delta = 0,87 \text{ g/cm}^3$
B: $\delta = 0,72 \text{ g/cm}^3$

1-2= cruce de la línea del solvus
1= 650 bars-265°C
2= 800 bars-280°C



suponer una P externa de 2000 bars como máximo, de acuerdo con lo expresado anteriormente. De esta manera, se obtienen los siguientes valores de Tt (Potter, 1977):

Th (°C)	Salinidad (% eq. NaCl)	P. externa supuesta (bars)	Factor de corrección (°C)	Th corregida Tt (°C)
317,6	1	2000	195	512,6
		1500	147	464,6
		1000	100	417,6
	5	2000	191	508,6
		1500	139	456,6
		1000	90	407,6
	20	2000	198	515,6
		1500	145	462,6
		1000	90	407,6
	25	2000	200	517,6
		1500	145	462,6
		1000	92	409,6
217,3	1	2000	160	377,3
		1500	120	337,3
		1000	80	297,3
		500	35	252,3
	5	2000	163	380,3
		1500	122	339,3
		1000	80	297,3
		500	40	257,3

Para la etapa de captura de fluido de mayor T (Th promedio = 317,6°C) se presentan los resultados para cuatro salinidades diferentes en virtud de la escasa certeza de los datos experimentales. De acuerdo con los resultados, se propone una P externa no mayor que 1500 bars (1,5 kb), coincidiendo con lo determinado anteriormente.

En el granito de Los Riojanos se obtuvo sólo un dato de ThT (374°C con pasaje a fluido gaseoso) correspondiéndole una Ph de 550 bars (2,3% eq. NaCl) (Bowers y Helgeson, 1983 b) (fig. 83) que debe ser considerada como Pt mínima ya que se registró en una inclusión cuyo relleno consiste en un fluido monofásico (atrapada en el campo miscible). En el capítulo referente al CO₂ se ha planteado una hipótesis sobre la evolución de las condiciones P-T-X del fluido/s involucrado, concluyendo que existió un importante descenso de la P, desde 2750 (2000-1800 máximo más frecuente) hasta 250 bars.

En la figura 90 se ha trazado la isocora del CO₂ puro y la isocora de una solución acuosa al 25% eq. NaCl (aproximación más cercana al 28%, existente en tablas de Potter y Brown, 1977). Los resultados son válidos sólo si las dos inclusiones fueron atrapadas separadamente como dos componentes puros a la misma T y P (Roedder y Bodnar, 1980). Con esta

Fig. 90: Granito Los Riojanos.

Intersección de isocoras (I) (CM)

CO_2 puro $\delta = 0,5 \text{ g/cm}^3$ y solución acuosa 25% eq. NaCl.

I= 430°C y 1960 bars

A= isocora H_2O ; $0,99 \text{ g/cm}^3$, 25% eq. NaCl (aprox. 28%)(Potter y Brown, 1977)

B= isocora H_2O ; $0,72 \text{ g/cm}^3$, 3% eq. NaCl (aprox. 2,3%)(Potter y Brown, 1977)

Isocora CO_2 puro (g/cm^3) (Hollister, 1981)

C= 0,75

D= 0,78

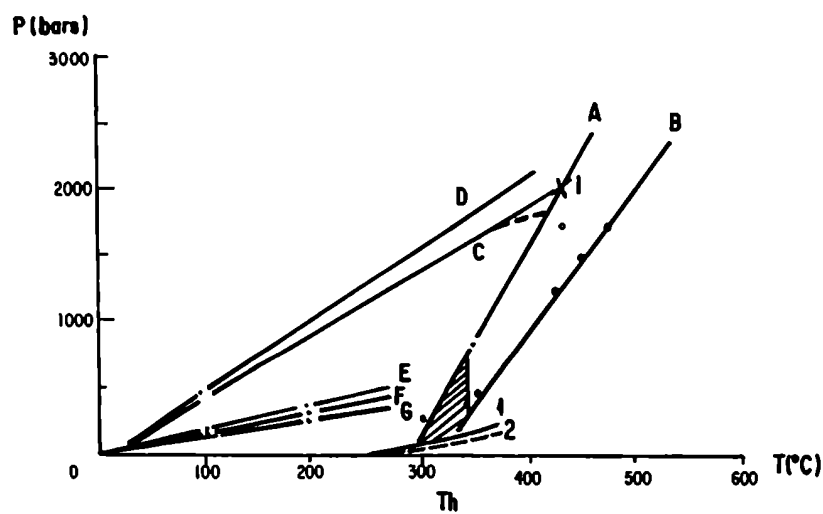
E= 0,468

F= 0,35

G= 0,30

1: L-V= 2,3% eq. NaCl

2: L-V= 25,96% eq. NaCl



condición, los fluidos habrían sido atrapados a 430°C y 1960 bars (fig. 90). Sin embargo, si la salinidad de la solución acuosa fuera de 2,3% eq. NaCl, la intersección de isocoras (fig. 90) determina una Tt de 560°C y Pt de 2650 bars, pero en estas condiciones de salinidad y concentración de CO₂ se estaría dentro del CM con lo cual se invalida el uso del método.

La profundidad mínima de atrape, calculada por el gráfico de Haas (1971) (fig. 16) sería de 1030 m (para 25% eq. NaCl) a 1650 (para 2,5% eq. NaCl) lo cual corresponde (según la densidad de la solución) a 102 a 163 bars de presión hidrostática.

Si se utilizan los gráficos de corrección de la T de Potter (1977), considerando una p externa de 1000 a 2000 bars, se obtienen los siguientes resultados:

Th (°C)	Salinidad (% eq. NaCl)	P. externa supuesta (bars)	Factor de corrección (°C)	Th corregida Tt (°C)
328,4	1	2000	202	530,4
		1500	152	480,4
		1000	102	430,4
	5	2000	200	528,4
		1500	145	473,4
		1000	90	418,4
	25	2000	201	529,4
		1500	148	476,4
		1000	95	423,4

Se presentan tres salinidades diferentes ya que, si bien la concentración obtenida a partir de los ensayos microtermométricos es del 28%, algunas inclusiones acuosas indican salinidad de 2,3% eq. NaCl. De acuerdo con el cuadro anterior, se propone, nuevamente, una P externa no mayor de los 1500 bars (1,5 kb) siendo este resultado prácticamente independiente de la salinidad y teniendo en cuenta los geotermómetros mencionados con anterioridad que acotan la T de cristalización del cuarzo primario.

Para el granito de la manifestación Don Alberto, en el capítulo referente a CO₂ se ha propuesto una T mínima de cristalización de 410 a 475°C. El valor de la P obtenido a partir de la i.f. con CO₂, es muy variable, desde 2250 hasta 500 bars, intervalo que representa la Pt mínima. Sin embargo, el límite superior corresponde solamente a dos inclusiones, mientras que la mayor parte de las mismas indican Pt mínima entre 1000 y 500 bars. Estos valores son algo más bajos que los obtenidos para las muestras anteriores (1500 bars) pero es importante tener en cuenta que corresponden a Pt mínima.

Por otra parte, las inclusiones acuosas no dan información sobre las condiciones de cristalización del cuarzo primario ya que su origen es posterior a este evento. Para estas inclusiones la Pt mínima (Ph) es de 5

atm y esto es todo lo que puede decirse (no hay datos de P externa durante la recristalización posterior a la episienitización). Se presenta el factor de corrección de la T de Potter (1977) para P externa supuesta de 2000, 1500, 1000 y 500 bars:

Th (°C)	Salinidad (% eq. NaCl)	P. externa supuesta (bars)	Factor de corrección (°C)	Th corregida Tt (°C)
148	4,34 (5)	2000	160	308
		1500	122	270
		1000	85	233
		500	47	195

Por último, para el granito de la manifestación Los Gigantes, la escasez de datos experimentales de CO₂ impide establecer el carácter de la Pt determinada, o sea que no es posible discernir si es un valor mínimo o máximo, pero se considera útil tomarlo como referencia. La Pt (mínima o máxima) resulta de 640 bars y la Tt (mínima o máxima) 364°C (Bowers y Helgeson, 1983 b) (ver capítulo referido a CO₂).

Respecto de las inclusiones acuosas se determinó una Ph (Pt mínima) de 15 atm (\approx 15 bars) para el granito del contacto con la episienita y para el granito situado a 50 cm del mismo, mientras que la profundidad mínima es de 140 y 160 m, respectivamente (Haas, 1971). Si se aplican las correcciones de Potter (1977) para P supuestas de 2000, 1500, 1000 y 500 bars, se obtienen las siguientes Tt:

Th (°C)	Salinidad (% eq. NaCl)	P. externa supuesta (bars)	Factor de corrección (°C)	Th corregida Tt (°C)
202,4 (granito lejano)	4,7 (5)	2000	162	364,4
		1500	121	323,4
		1000	81	283,4
		500	43	245,4
193,1 (granito lejano)	3,05 (5)	2000	161	354,1
		1500	121	314,1
		1000	81	274,1
		500	43	236,1

En el caso de la cataclasita de Los Riojanos, sólo puede considerarse la Ph o Pt mínima que es igual a 10 atm u 80 m de profundidad mínima. Esta Pt equivale, en realidad, a P de recristalización del cuarzo ya que se trata de inclusiones fluidas de origen secundario en cuarzo primario. Si,

durante la recristalización, la P externa alcanzó valores entre 2000 y 500 bars, los gráficos de Potter (1977) indican los siguientes factores de corrección de la T:

Th (°C)	Salinidad (% eq. NaCl)	P. externa supuesta (bars)	Factor de corrección (°C)	Th corregida Tt (°C)
177,5	2,2 (1)	2000	160	337,5
		1500	120	297,5
		1000	80	257,5
		500	41	218,5
	(5)	2000	160	337,5
		1500	121	298,5
		1000	85	262,5
		500	45	222,5

En las episienitas de las manifestaciones Los Riojanos y La Negra que carecen de CO₂ en i.f., la Pt mínima es determinada por la Ph de las inclusiones acuosas. Este valor es de 8 y 8,5 atm, o 70 y 80 m de profundidad mínima, respectivamente. Suponiendo P externa con valores entre 2000 y 500 bars para la etapa posterior a la episienitización (cristalización de cuarzo secundario) en estas manifestaciones, la Tt corregida según los datos de Potter (1977) resulta:

Th (°C)	Salinidad (% eq. NaCl)	P. externa supuesta (bars)	Factor de corrección (°C)	Th corregida Tt (°C)
168,9 Ep. LR	1,3 (1)	2000	160	328,9
		1500	120	288,9
		1000	80	248,9
		500	44	212,9
		(250)	23	191,9
172,9 Ep. LN	2,3 (1)	2000	160	332,9
		1500	120	292,9
		1000	80	252,9
		500	44	212,9
		(250)	23	195,9

En las episienitas de Los Gigantes, tres inclusiones con CO₂ y solución acuosa homogeneizaron totalmente a una T promedio de 325°C

resultando este valor T_t mínima, correspondiéndole una P_t mínima de 1500 bars (Bowers y Helgeson, 1983 b) para $X_{CO_2} = 0,31$ y $X_{NaCl} = 0,0021$. Por otra parte, el diagrama de isotermas de Takenouchi y Kennedy (1964) (fig. 87) indica una P_t mínima de 400 bars para $X_{CO_2} = 0,30$ y $X_{NaCl} = 0,0$.

La máxima salinidad encontrada en las inclusiones acuosas fue de 5,6% eq. NaCl. Si se tiene en cuenta este dato, la figura 2 de Takenouchi y Kennedy (1965) determina una P_t mínima de 1250 bars para 6% eq. NaCl y 325°C (fig. 88). Las presiones obtenidas por este método (gráficos de las figs. 87 y 88) son el valor mínimo de P al cual la fase acuosa y carbónica son miscibles.

Por otra parte, las inclusiones acuosas homogeneizaron a una T promedio de 168,52°C y la concentración salina promedio de la solución es del 1% eq. NaCl. Si se suponen presiones externas de 2000, 1500, 1000 o 500 bares, la T_t es mayor que la T_h (Potter, 1977):

Th (°C)	Salinidad (% eq. NaCl)	P. externa supuesta (bars)	Factor de corrección (°C)	Th corregida Tt (°C)
168,5	1	2000	160	328,5
		1500	120	288,5
		1000	80	248,5
		500	44	212,5
		(250)	23	191,5

Finalmente, para la episienita de la manifestación Don Alberto, las inclusiones con CO_2 indican una T_t mínima de 310-325°C y una presión de 330 a 390 bars, valor también mínimo. Las inclusiones acuosas homogeneizan a T promedio de 171,67°C y su concentración salina es de 2,6% eq. NaCl. Para presiones externas de 2000, 1500, 1000 o 500 bars, los gráficos de Potter (op. cit.) dan los factores de corrección de la T_t :

Th (°C)	Salinidad (% eq. NaCl)	P. externa supuesta (bars)	Factor de corrección (°C)	Th corregida Tt (°C)
171,7	2,6	2000	160	331,7
	5	1500	120	291,7
	1	1000	83	254,7
	(250)	500	40	211,7
	1	2000	160	331,7
	1	1500	120	291,7
	1	1000	80	251,7
	1	500	44	215,7
	1	(250)	23	194,7

Por otra parte, el método de Haas (1971) indica una profundidad mínima de 82 m correspondiente a una presión hidrostática de 9 bars.

6. CARACTERIZACION DE LOS FLUIDOS

Se resumen en tablas y cuadros, los parámetros fisicoquímicos de los fluidos alojados en inclusiones en cuarzo de diferentes facies. Los datos se presentan por muestra y han sido obtenidos directa o indirectamente a partir de los estudios microtermométricos. En cada capítulo se hace referencia a la bibliografía utilizada en el caso de parámetros indirectos.

El cuadro II muestra los intervalos de T_h de las soluciones acuosas y de los fluidos con CO_2 . Además, se indica la salinidad para las etapas en las que este dato se obtuvo a partir de los resultados experimentales. En ninguna muestra se efectuó corrección de la T_h por efecto de la P externa, por lo que los intervalos de T corresponden a T mínimas de cristalización y recristalización del cuarzo.

Además, se muestra la secuencia de procesos tales como cristalización de algunos minerales graníticos, metasomatismo, hidrotermalismo, etc.

La tabla IV resume los tipos, composición y propiedades volumétricas de las inclusiones fluidas de cada muestra. La tabla V presenta los resultados de los estudios microtermométricos y de su análisis estadístico.

En la tabla VI se han resumido las características y todos los datos obtenidos sobre fluidos con CO_2 . La tabla VII muestra los principales parámetros fisicoquímicos de fluidos acuosos y de fluidos carbónicos.

7. EVOLUCION DE LOS FLUIDOS

7.1. MANIFESTACION DON ALBERTO

El diagrama de la figura 91 (a y b) muestra que la primera etapa fluida registrada consiste en un descenso de la P durante el atrape de fluido de composición compleja H_2O+CO_2+NaCl en el granito. La captura habría ocurrido a temperaturas superiores a los $410^\circ C$ (temperatura mínima del solvus). La P descendió desde 2250 hasta 500 bars (en todos los casos P mínima). Este evento está registrado como primario en cuarzo de origen magmático.

Posteriormente, en la episienita se produce la captura de fluido también de composición compleja (H_2O+CO_2+NaCl) a temperaturas no menores de $310^\circ C$ (mínima temperatura del solvus) y a P baja (330-390 bars). Este

TABLA IV

TIPO DE INCLUSION		1a	% vol. G/L	% vol. sól.	2	2a	2b	2c	% vol. CO ₂	% vol. CO ₂ G
MUESTRA		Incl. aq.			Incl. CO ₂	monof.	I	II	trif.	vol. total
Epistlenita Don Alberto	Epistlenita Don Alberto	85%	5-20	<5%	15%	vapor	sl	sl	sl	80
	Epistlenita La Negra	100%	5-20	<10%	--	--	--	--	--	--
	Epistlenita Los Riojanos	100%	15	--	--	--	--	--	--	--
	Epistlenitas Los Gigantes	98%	15-30	10%	2%	--	--	sl	sl	80
Cateclasita Los Riojanos	Cateclasita Los Riojanos	100%	10-20 (5-30)		--					
	Pegmatolide Los Riojanos	70%	10-30 (5-50)	escaso	30%		sl	sl	sl	30-70(BI)
Granito Los Riojanos	Granito Los Riojanos	30%	10-20 (5-30)	escaso	70%		sl	sl	sl	40-50 (20-80)
	Granito Don Alberto	54%	10-20 (5-35)		45%	vapor	sl	78%	78%	80 (80-85)(Tri)
Granitos Los Gigantes	Granitos Los Gigantes	90-99%	20-25 (15-30)	5-10% (30%)	1%	(contacto)		sl	sl	30-40
										80 (30-80) 40-60 20 a 50 y 70 a 95 50-60

(): valores extremos

TABLA V

MUESTRA	TEMPERATURA DE HOMOGENEIZACION (°C)		Estadística		Distrib.	N	SALINIDAD promedio (%eq. NaCl)	DENSIDAD (g/cm³)	MOLALIDAD
	Media (Md)	Límite de fluctuación	Mediana	Desv.St.					
Epiplenita Don Alberto	171,67	139,0-216,1 (82,4-302,0)	165,65	18,6	+	G/25 C 40	2,60 (2,8)	0,91	0,45
Epiplenita La Negra	172,96	147,1-200,8 (103,7-200,8)	170,36	11,1		G/10 C 36	2,30 (2,6)	0,90	0,34
Epiplenita Los Riojanos	168,90	149,3-196,5 (132,9-233,8)	-----			15	1,3 (2,23)	0,92	0,16
Epiplenitas Los Gigantes	168,52	120,4-242,9 (120,4-301,3)	169,09	22,0		Log 1/24 91	1,00 (5,0)	0,91	0,17
Cataclastita Los Riojanos	177,50	152,1-202,4 (120,2-202,4)	-----	-----	--	--- 14	2,20 (5,0)	0,91	--
Pegmatolite Los Riojanos	A-217,36 n=64%	145,9-299,5	-----			G 57	2,60 (2,8)	A=0,87	0,42
	B-317,60 n=36%	299,5-348,8 (299,5-371,8)	-----					B=0,90-0,96	
Granito Los Riojanos	328,40	310,9-341,5	-----	-----		5	28,0 (2,3)	0,99	
Granito Don Alberto	148,00	144,0-167,2 (99,0-167,2)	-----	-----		13	4,34 (7,6)	0,95	
Granito Los Gigantes contacto lejano	193,13	150,7-249,7 (150,7-283,2)	169,37	36,4		Log 1/24 46	3,05 (7,6)	0,83-0,90	1,2
	202,38	148,8-275,9 (148,8-312,8)	181,98	37,0	+	Log 1/24 45	4,7 (15,0)	0,90	0,76

Diet.: distribución
 N: nº de datos
 (+): valores extremos
 Desv. St.: desviación estándar
 Asimet.: asimetría

TABLA VI

MUESTRA	Distribución	% total Inclusión c/ CO ₂	N°fases y nºincl. estudiadas			%vol CO ₂ CO ₂	% vol CO ₂ total	Tf (°C)	Tf clathrato (°C) (eq.NaCl)	Th CO ₂ L-V (°C)	ThT (°C)	δ CO ₂ (g/cm ³)	Ph (bars)
			1(M) CO ₂ V	2(B) L+V aq+L	3(T) aq+L+V								
Epistemitita Don Alberto	fracturación individual	15	3(G)	4(G)	--	1(G)	70-80 (B)	-56,6 a -56,4	n.m.	24,5 a 30,6 (G)	n.m.	0,25 a 0,36	55-70
Epistemitita Los Gigantes	lineaciones cortas con escasas i.f. c/CO ₂	2	--	--	--	3(L)	40	-56,6	n.m.	30 (L)	324 aq. 326,7 326,7 aq.	0,70	68
Granito Los Riojanos	fracturación primaria con CO ₂ .Escasas Inclusiones aq.	70	--	1(L)	--	24 (8L; 16G;1C)	40-60 (16-60)	-56,4 a -56,6	n.m.	28 aq.	374 CO ₂	0,76 0,30 0,46	62 70 70
Granito Don Alberto	fracturas cortas c/escas- as i.f. aq.	45	3(G)	2(G)	--	18(2L; 8C;5G; 3 n.m.)	25-60 y 70-100	-56,6	+7,2	5,41	n.m.	0,22 0,468 0,76 y 0,70	50-60 65-68 61 y 70
Granito Los Gigantes (contacto)	grupos asoci- dos c/i.f. aq.	10	--	--	--	1(G)	55	-56,6	+6,5	6,63	n.m.	0,25	68
Pegmatolite Los Riojanos	fracturas cortas c/i.f. aq. También en grupos	30	--	--	7	21(9C; 10G)	60 30-80 (40-45)	-56,6 a -56,1	n.m.	28,3 (G) 29,0 (C)	280,1 326,0 328,4 330,7 339,6 346,0 351,2	0,30 0,468	70 70

Nº total Inclusión c/ CO ₂	Nº fases y nº Incl. estudiadas			Tf (°C)	Tf clathrato % sal (eq. NaCl)	Th CO ₂ L-V (°C)	ThT (°C)	δ CO ₂ (g/cm ³)	Ph (bars)	δ H ₂ O-CO ₂ (g/cm ³)	X% CO ₂	Td (°C)
	1(M) CO ₂ V	2(B) L+V	3(T) aq+L+V									
15	3(G)	4(G)	--	--	-56,6 a -56,4	n.m.	24,5 a 30,5 (G)	0,25 a 0,36	55-70	0,47 (0,46)*	37 y 100 (38,62)*	
2	--	--	--	--	-56,6	n.m.	30 (L)	0,70	68	0,82 (0,784)*	30 (32)*	
70	--	1(L)	--	24 (8L; 16G;1C)	-56,4 a -56,6	n.m.	27,0 (L) 28,7 (G) 28,6 (C)	0,76 0,30 0,46	62 70 70	0,87 0,68 0,72	23 (24,03)* 11 (9,00)* 18,5 (16,00)*	300-400
45	3(G)	2(G)	--	18(2L; 8C;6G; 3 n.m.)	-56,6	+7,2	21,54 (G) 30,2 (C) 27,3 y 30,7 (L)	0,22 0,468 0,76 y 0,70	50-60 65-68 61 y 70	0,30-0,36 0,56 0,80-0,82	25-42 (36)* 46 (44)* 30 y 59 (31 y 56)*	
10	--	--	--	1(G)	-56,6	+6,5	26,8 (G)	0,25	68	0,70 (0,64)*	8,5 (7,04)*	300
30	--	--	7	21(9C; 10G)	-56,6 a -56,1	n.m.	28,3 (G) 29,0 (C)	0,30 0,468	70 70	0,70 0,75	9,5 (10,46)* 16,0 (18,28)*	
											* valores obtenidos por fórmula	

TABLA VII

MUESTRA	Tt (°C)	% eq. NaCl	SOLUCION ACUOSA				Profundidad (m)
			molalidad	T _h (°C)	T _m (°C)	δ (g/cm ³)	
Granito Don Alberto	-2,66 (17)	4,34	0,76	148,00 (13)		0,96	36
Granito Los Riojanos	-1,10 (1)	2,30 281	6,7	328,40 (8)	96 (2)	0,99	--
Granito Los Gigantes (lejano)	-2,66 (23)	4,70	0,76	202,40 (46)		0,90	16
Granito Los Gigantes (contacto)	-1,73 (34)	3,06	0,62	183,13 (46)		0,90	16
Pegmatoides Los Riojanos		--	--	317,60 (20) B		(0,90-0,96)*	(80-90)*
	-1,40 (66)	2,60	0,42	217,30 (37) A		0,87	19
Cataclasis Los Riojanos	-1,10 (6)	2,20	0,33	177,60 (17)		0,91	10
Epislenita Los Riojanos	-0,60 (10)	1,30	0,16	168,90 (16)		0,92	8
Epislenitas Los Gigantes	-0,33 (72)	1,00	0,10	166,62 (91)		0,91	8
Epislenita Don Alberto	-1,60 (48)	2,60	0,46	171,67 (46)		0,91	9
Epislenita La Negra	-1,12 (34)	2,31	0,34	172,96 (36)		0,90	8,5

Temperatura de saturación a presión de 760 mm Hg. Datos de Linares (1966) a 10 N. Se ajustan a 760 mm Hg.

SOLUTION CARBONICA										
Ti (°C)	Tic (°C)	% eq. NaCl	Th L-V (°C)	δ (g/cm ³)	Ph (bares)	X% CO ₂	ThT (°C)	δ eq. H ₂ O-CO ₂ (g/cm ³)	Pi mínima (bares)	Ti (°C)
-66,6 (20)	+7,2 (1)	6,41	21,6-30,7 (20)	0,22-0,76	60-70	24-69	n.d.	0,33-0,80	--	--
-66,6 a (13)	--	--	27,0-28,7 (26)	0,30-0,76	62-70	11-23	374 (1) Td-300-400	0,72-0,87	660 # 2760 (2000)- 260	476 (2100 bares)
-66,6	--	--			--	--			--	
-66,6 (1)	+6,6 (1)	6,63	26,8 (1)	0,25	68	8,5	Td- 300	0,70		
-66,6 (17)	--	--	28,3-29,0 (19)	0,30-0,47	70	8,5- 16,6	280 a 361,2 (7)	0,70-0,76	1160 267 #	
-66,1		--		--	--	--				
--		--		--	--	--				
-66,6 (3)	--	--	30,0 (3)	0,70	68	30	326,0 (3)	0,82	1600 #	326 (mln)
-66,6 a (7)	--	--	24,6-30,6 (8)	0,26-0,36	66-70	37 y 100		0,47	330-390 #	310-326 #
-66,4		--		--	--				--	--
--	--	--	--	--	--	--			--	--

Fig. 91: Manifestación Don alberto

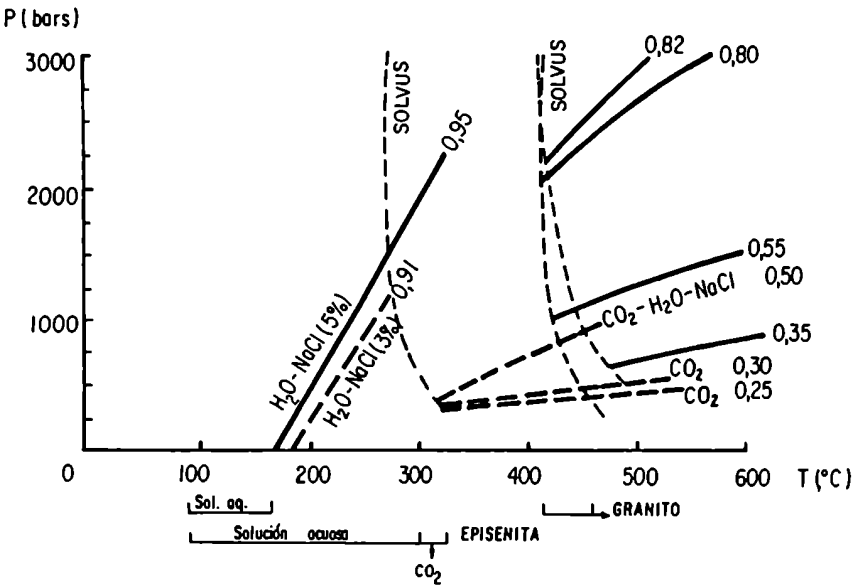


Fig. a
— granito
--- episienita

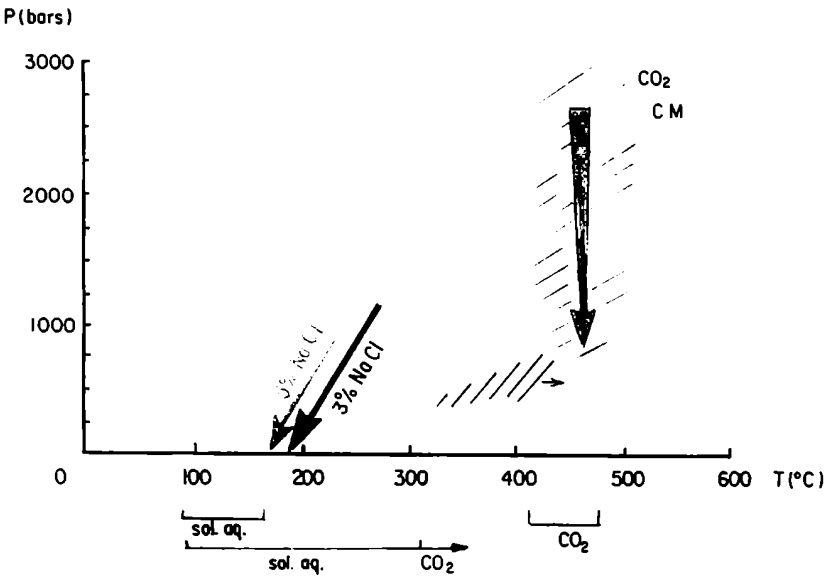


Fig. b
— granito
--- episienita

intervalo de temperatura correspondería al comienzo del proceso de episienitización. Otra posibilidad que parece más acertada es que, debido a la escasez de i.f. con CO_2 , lo que se ha interpretado como fluido complejo, sea en realidad, un fluido heterogéneo, consistente en dos fases $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$ y CO_2 . Siendo así, la temperatura indicada (310°C) pasa a ser temperatura máxima de atrape, quedando libre de fluidos el intervalo supuesto para el comienzo de la episienitización. Esta posibilidad parece más factible ya que el cuarzo de la episienita es, aparentemente, de origen secundario, o sea formado luego de la episienitización, al liberarse la P, hecho que facilita el escape de CO_2 . Las inclusiones fluidas con CO_2 serían primarias.

Luego, el cuarzo de la episienita atrapa, mediante una recristalización entre 146 y 216°C , fluido acuoso de baja salinidad ($2,6\%$ eq. NaCl) en microfracturas y en líneas de crecimiento. En el cuarzo del granito queda registrado un último episodio de 144 a 157°C con circulación de fluidos acuosos con $4,3\%$ eq. NaCl .

Si se corrigiera, por efecto de la P externa, la Tt de las inclusiones fluidas acuosas del granito y de la episienita se obtienen valores no mayores de 215°C ya que la P externa no debió ser mayor que 500 bars.

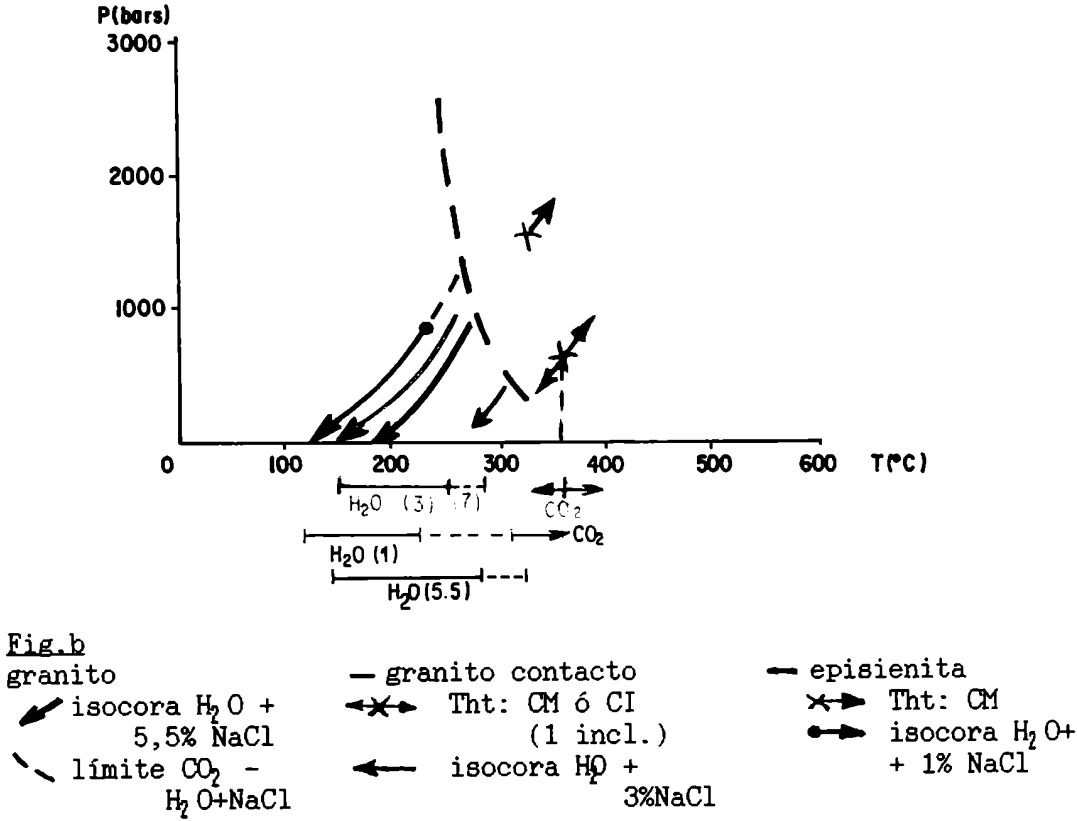
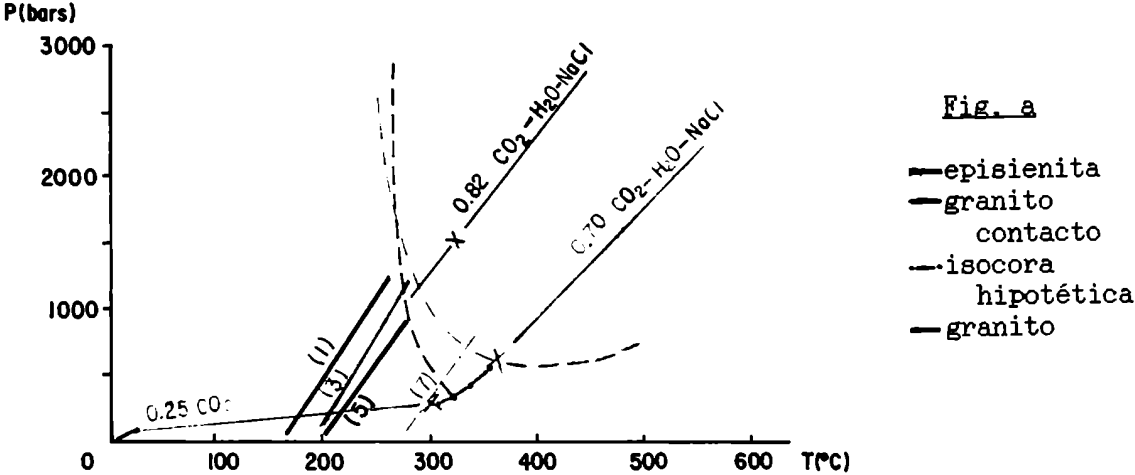
7.2. MANIFESTACION LOS GIGANTES

En la figura 92 (a y b) se ha representado gráficamente la evolución de los fluidos:

1) El primer registro fluido se encuentra en las episienitas y en el granito del contacto y corresponde a un fluido con escaso CO_2 y con H_2O y NaCl . Este fluido es homogéneo en la episienita, mientras que en el granito no se puede definir. La Tt mínima es 325°C en la episienita y en el granito, 364°C (en este caso, mínima?-máxima?). Queda determinado un campo de P-T por debajo del cual no hay CO_2 (por debajo de 325°C).

2) Atrape de inclusiones de neto origen secundario en los granitos y en la

Fig. 92: Los Gigantes, evolución de los fluidos.



episienita con cuarzo relictico, y primarias en cuarzo secundario. Consiste en una solución acuosa salina con contenido variable de NaCl según la facies. La Th disminuye con la salinidad a medida que el fluido se acerca a la roca transformada:

Th (°C)	276-149	250-150	226-120
%NaCl	5	3	1
Roca	granito	granito contacto	episienita

3) La ausencia de registro de fluido entre 280 y 364°C para el granito del contacto y entre 226 y 325°C para la episienita (cuadro II) puede responder a una etapa de disolución del cuarzo o etapas de inestabilidad de la sílice en esta facies (episienitización).

4) Si bien el CO₂ es muy escaso en número de inclusiones fluidas en esta secuencia, su neta desaparición por debajo de los 325°C podría indicar el comienzo de la episienitización. En este caso, el CO₂ posiblemente tuvo participación en la disolución del cuarzo, pero su bajo porcentaje volumétrico lleva a pensar en una causa alternativa (ver disolución del cuarzo).

7.3. MANIFESTACION LOS RIOJANOS

7.3.1. Pegmatoide

El registro de fluidos comienza a una T máxima de 371,8°C para las soluciones acuosas (máxima Th₁₋₄) y a una P máxima de 1150 bars (máxima Ph para una ThT = 330°C y densidad = 0,78 g/cm³) para un fluido CO₂+H₂O+NaCl. La solución acuosa corresponde a un fluido H₂O-NaCl con 2,3% eq. NaCl y representa la etapa de alta temperatura (etapa B) del pegmatoide, con Th promedio de 317,6°C. En alguna parte del sistema, estas inclusiones son contemporáneas con la mezcla homogénea, en su porción de menor densidad, específicamente entre 750 bars - 372°C y hasta 260 bars - 330°C (fig. 93).

El fluido representante de la etapa de baja temperatura (etapa A) de inclusiones acuosas, con 3% eq. NaCl (2,6% eq. NaCl) comenzó a ser capturado durante la desmezcla del fluido complejo (pasaje de campo miscible a campo inmisible) entre 570 bars - 280°C y 260 bars - 330°C.

7.3.2. Granito

El registro de inclusiones fluidas comienza a los 374°C con la homogeneización de las fases $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ a CO_2 , en una inclusión atrapada en el campo miscible, con H_2O correspondiente a una solución 2,3% eq. NaCl. Pero, de acuerdo con lo tratado en los capítulos precedentes, previo al fluido homogéneo, existió un fluido heterogéneo consistente en CO_2 y $\text{H}_2\text{O+NaCl}$ (28% eq. NaCl) que fue atrapado como máximo a 430°C y 1960 bars (por intersección de isocoras $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$) o a 490°C (intersección de isocoras 0,73-0,72 g/cm³ con solvus D, fig. 82, CI). Con el progresivo descenso de la P, se produce un descenso en la concentración salina, de manera que el fluido inmisible pasa a ser miscible, con captura de inclusiones fluidas por lo menos hasta los 275°C (fig. 83).

El pasaje de uno a otro campo tiene lugar alrededor de los 350-375°C y a partir de los 1150 y hasta 750 bars (figuras 84 y 94). Este intervalo de captura alternada entre fluido miscible e inmisible coincide con el mismo cambio en el pegmatoide y probablemente indica también aquí, el comienzo de la episienitización.

Las inclusiones fluidas acuosas que homogeneizan entre 310 y 340°C con salinidad de 28% eq. NaCl habrían sido atrapadas simultáneamente con el fluido $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl}$ homogéneo (fig. 94), pero este fluido tendría 2,3% eq. NaCl. Sería difícil considerar la posibilidad de simultaneidad de dos fluidos de diferente composición. De esta manera, se concluye que el fluido acuoso debe haber sido atrapado a mayor P y probablemente antes que el fluido heterogéneo CO_2 y $\text{H}_2\text{O+NaCl}$. Considerando una P externa de 1,5 Kbar, el fluido acuoso ha sido atrapado entre 450 y 490°C (corrección de la T por efecto de la P). Pero, si la intersección de isocoras $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ para el fluido inmisible indica una P de 1960 bars, la P externa para las inclusiones acuosas puede haber sido de 2000 bars, con lo cual la T se eleva a 510-

Fig. 93: Pegmatoide Los Riojanos.

- ← fluido acuoso, etapa B (alta temperatura); 2,3% NaCl (3%)
- ← fluido complejo CO_2 - H_2O -NaCl (CM)
- 1- CO_2 - H_2O -NaCl (CM), baja δ , contemporánea con etapa B.
- ◐ etapa de desmezcla del fluido CO_2 - H_2O -NaCl (pasaje CM-CI)
- ←--- fluido acuoso etapa A (baja temperatura); 2,6% NaCl (3%)

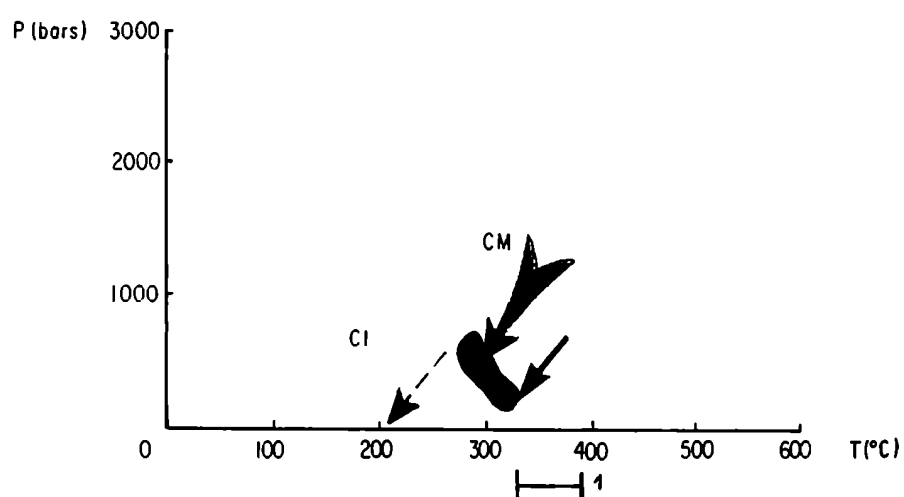



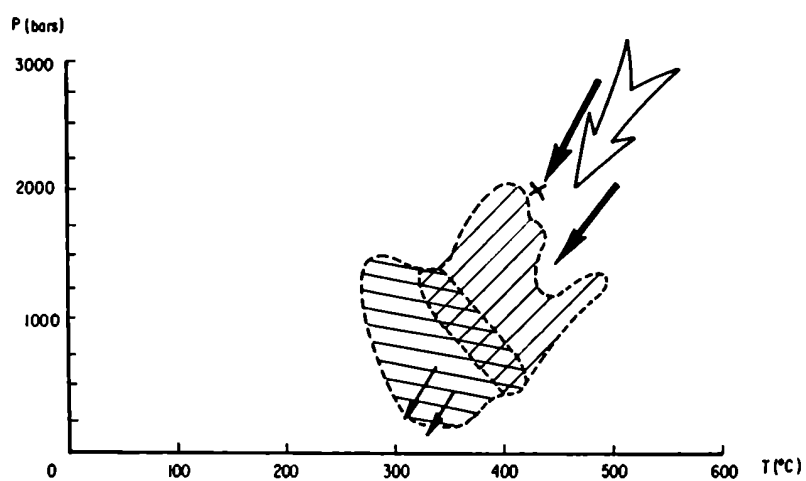


Fig. 94: Granito Los Riojanos

- ← inclusiones acuosas, temperatura corregida por $P = 1500$ bars, para 1% o 25% eq. NaCl.
-  CO_2 , CI, 25% eq. NaCl
-  CO_2 , CM; 2,3% eq. NaCl
-  zona indeterminada
- × intersección de isocoras $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$
- ← temperatura de homogeneización, inclusiones acuosas sin corregir



540°C.

7.3.3. Evolución General

El registro de fluidos se inicia en el granito, con una solución acuosa con 28% eq. NaCl cuya homogeneización tiene lugar entre 310 y 340°C, aunque probablemente fue atrapada a P superiores a los 1,5 Kbar y T de 450 a 540°C (fig. 94).

Con posterioridad, en el granito comienza la circulación de un fluido heterogéneo consistente en CO_2 y $\text{H}_2\text{O}+\text{NaCl}$ (28% eq. NaCl) que fue atrapado a no más de 490°C. El descenso en la P provoca un descenso en la salinidad de este fluido, que se mezcla, constituyendo una sola fase miscible $\text{CO}_2+\text{H}_2\text{O}+\text{NaCl}$ (2,3% eq. NaCl) que circula hasta los 275°C (figs. 83 y 94). El pasaje de un fluido miscible a uno inmiscible se produce entre 350-375°C y 1550-750 bars (figs. 84 y 94).

Mientras tanto, en el pegmatoide circula un fluido acuoso con 2,3% eq. NaCl (?) y homogeneización máxima en 370°C (371,8°C) que corresponde a la subpoblación de alta temperatura de inclusiones acuosas registrada en esta roca. A mayor P, aunque en un intervalo de T más amplio, se produce el atrape de fluido homogéneo $\text{CO}_2+\text{H}_2\text{O}+\text{NaCl}$ (2,6% eq. NaCl). Su porción de menor densidad total es contemporánea con las inclusiones acuosas. Entre 280 y 351°C el fluido se desmezcla transformándose en dos fases inmiscibles: CO_2 y $\text{H}_2\text{O}+\text{NaCl}$ (2,6% eq. NaCl) a la vez que el cuarzo recristaliza atrapando fluido acuoso con 2,6% eq. NaCl, representante de la subpoblación de baja temperatura del pegmatoide.

La coincidencia en el intervalo de desmezcla o mezcla de los fluidos complejos de ambas facies (cuadro II) indica, probablemente, el comienzo del proceso de episienitización en las rocas adyacentes.

Finalmente, se registra la circulación de soluciones acuosas que son atrapadas como inclusiones secundarias en cuarzo primario de la cataclasita (fig. 95) con 3% eq. NaCl, y como inclusiones primarias en cuarzo recristalizado de la episienita (fig. 95) con 1% eq. NaCl, con T mínima de atrape entre 120,2 y 202,4°C para la cataclasita y entre 132,9 y 233,8°C

para la episienita.

7.4. MANIFESTACION LA NEGRA

Sólo se estudió la episienita, obteniendo un registro de fluido tardío, acuoso con 3% eq. NaCl (2,3 a 2,5% eq. NaCl) atrapado a T mínima entre 103,7 y 200,8°C (cuadro II y fig. 96).

Fig. 95: Episienita y Cataclasita Los Riojanos

- episienita, isocora $H_2O-NaCl$ (1%);
0,92 g/cm³ (Potter y Brown, 1977)
- cataclasita, isocora $H_2O-NaCl$ (3%);
0,91 g/cm³ (Potter y Brown, 1977)

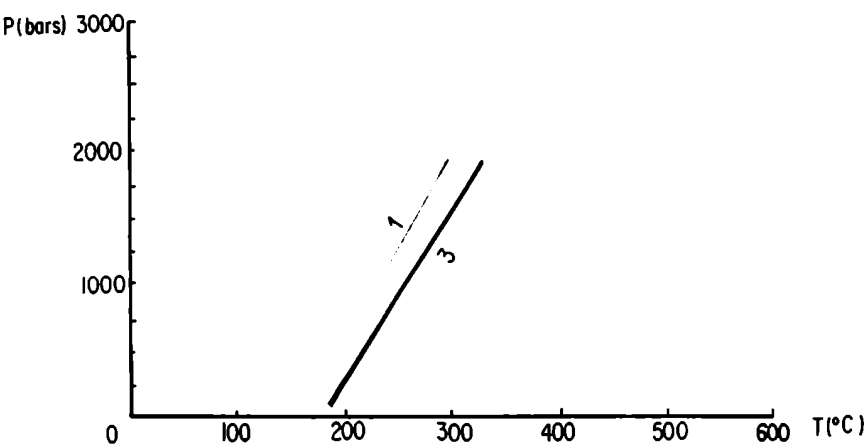
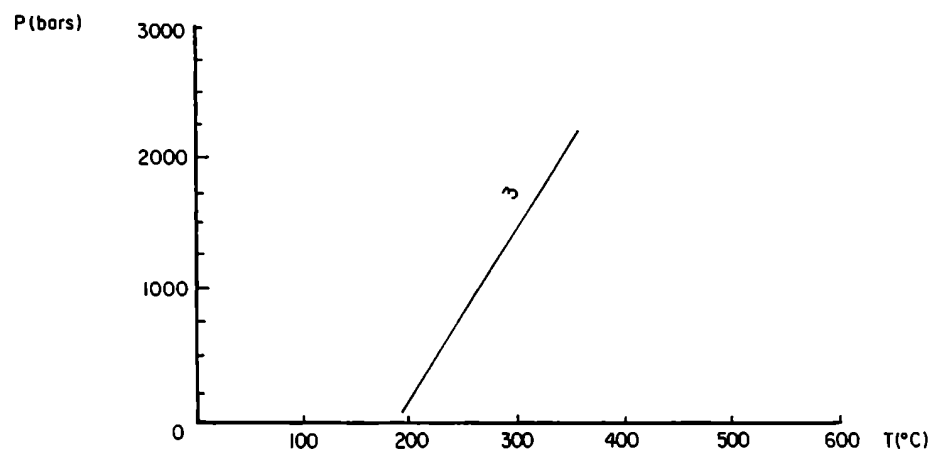


Fig. 96: Episienita La Negra

$\delta = 0,91 \text{ g/cm}^3$
2,3 a 2,5% eq. NaCl (Potter y Brown, 1977)



8. QUIMICA

8.1. ELEMENTOS MAYORITARIOS Y NORMAS CIPW

En la tabla VIII están consignados los resultados de los análisis químicos de elementos mayoritarios de las rocas, ordenadas de acuerdo con su estado de deformación y/o alteración. Algunos óxidos muestran una clara tendencia durante la transformación: por ejemplo, la alúmina, el óxido férrico y el Na_2O tienen un neto aumento hacia las episienitas, mientras que la sílice, FeO y MgO disminuyen en el mismo sentido. Los restantes óxidos se mantienen constantes o no muestran tendencia definida por el pasaje de un estado de alteración a otro. El contenido de K_2O puede ser más alto en las episienitas.

Las variaciones en el porcentaje en peso de los óxidos se reflejan, obviamente, en las normas CIPW (tabla VIII). Albita, ortosa y hematita aumentan al pasar del granito a la episienita; mientras que el hipersteno-enstantita (e hipersteno-ferrosilita) y el cuarzo disminuyen. El corindón no muestra un aumento notable en el proceso (excepto para una episienita). La fuerte suba en el porcentaje en peso de la alúmina debe ser recibido, entonces, por la albita.

En el cuadro III se ha representado en forma gráfica la variación de los óxidos mayoritarios, en porcentaje en peso, de acuerdo con el grado de cataclasis y episienitización. Se muestran también los valores de las episienitas La Negra y Don Alberto de Lira (1985) y de un granito porfiroide de composición promedio, del área de Los Gigantes (Nicolli et al., 1975).

8.2. ALUMINOSIDAD - ALCALINIDAD

Las relaciones de Shand (1927) indican que las rocas estudiadas son peraluminosas. En la figura 97 se graficaron esas relaciones, según la representación ortogonal de Rapela (1982). A pesar de la dispersión de los

TABLA VIII
COMPOSICION QUIMICA Y NORMAS CIPW

	GRANITOS					GRANITOS→TECTONITAS					EPISIENITAS				
	LR VII	Gr.LR	LR I	LR X	LR 11	LR 21	LR 3	Gr.LG	(1)	LR II	LR III	LR 15	LR XI	Q1	Q2
SiO ₂	73,70	75,60	71,90	75,80	73,40	74,20	74,70	71,10	71,98	72,50	74,30	72,50	71,30	65,60	63,60
Al ₂ O ₃	14,70	12,90	16,30	13,60	14,60	14,50	14,40	14,90	16,34	16,10	13,80	14,30	16,30	18,00	19,63
Fe ₂ O ₃	0,57	0,30	0,43	0,42	0,15	0,44	0,31	1,67	0,97	0,75	0,80	0,35	0,60	1,93	1,99
FeO	0,47	0,53	0,18	0,49	0,66	0,39	0,30	0,70	0,82	0,19	0,18	0,54	0,19	0,43	0,08
MnO	0,06	0,04	0,02	0,07	0,06	0,05	0,04	0,06	0,04	0,02	0,03	0,07	0,03	0,05	0,04
MgO	0,09	0,25	1,54	0,10	0,70	0,21	0,68	0,71	0,39	1,03	0,71	1,48	0,59	0,28	0,24
CaO	0,54	0,68	0,66	0,56	0,94	0,59	0,68	0,70	1,11	0,67	0,67	0,65	0,79	0,94	0,51
Na ₂ O	3,33	3,65	3,74	3,61	4,16	3,90	3,46	3,43	3,02	3,67	3,25	3,69	4,25	5,37	5,07
K ₂ O	5,26	4,85	5,44	4,42	4,68	4,43	4,92	5,05	4,13	5,07	5,32	5,20	5,14	5,58	5,79
P ₂ O ₅	0,26	0,25	0,30	0,29	0,33	0,37	0,29	0,26	0,30	0,30	0,28	0,27	0,30	0,33	0,30
TiO ₂	0,08	0,18	0,24	0,08	0,08	0,06	0,22	0,47	0,26	0,18	0,35	0,11	0,13	0,29	0,49
*LOI	1,19	0,93	0,80	0,96	0,88	1,23	0,67	1,60	0,00	0,94	0,94	1,17	0,79	2,12	2,67
Ab	28,42	31,04	31,73	30,68	35,29	33,25	29,10	29,26	00,00	31,21	27,37	31,36	36,03	46,10	43,80
Qz	33,82	34,78	26,56	37,40	28,66	34,23	33,86	30,37	0,00	29,77	33,67	27,80	26,36	11,72	11,68
An	1,00	1,78	1,33	0,89	2,53	0,50	1,47	1,78	0,00	1,39	1,67	2,45	1,97	2,68	0,64
Or	30,17	28,83	32,23	26,27	27,72	26,33	28,83	30,06	0,00	30,12	31,28	30,89	30,45	33,40	35,00
Hy-En	0,22	0,62	3,78	0,24	1,74	0,52	1,68	1,76	0,00	2,56	1,76	3,71	1,44	0,69	0,59
Ms	0,81	0,41	0,00	0,60	0,20	0,62	0,41	1,06	0,00	0,16	0,00	0,51	0,32	1,45	0,00
Hm	0,00	0,00	0,43	0,00	0,00	0,00	0,01	0,94	0,00	0,64	0,79	0,00	0,36	0,94	2,02
Il	0,15	0,33	0,42	0,11	0,16	0,10	0,41	0,88	0,00	0,33	0,44	0,21	0,24	0,03	0,24
Ru	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,36
Co	3,20	1,03	2,77	2,47	1,75	3,15	2,81	3,19	0,00	3,08	2,77	1,73	3,04	2,22	4,92
Ap	0,60	0,57	0,70	0,67	0,77	0,87	0,67	0,60	0,00	0,70	0,60	0,64	0,70	0,47	0,70
Hy-Fs	0,37	0,50	0,00	0,58	1,05	0,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,64	0,00	0,00	0,00

TABLA VIII

COMPOSICION QUIMICA Y NORMAS CIPW

GRANITOS:

LR VII= 20,50 m

LR I= 29,40-29,50 m

Gr. LR= granito tipo de Los Riojanos

LR X= 37,10-37,30 m

LR 11= 32,60-33,10

LR 21= 121,80-122,0 m

LR 3= bis, 25,00-25,60 m

Gr. LG= granito porfiroide tipo de Los Gigantes

(1)= granito de Los Gigantes, composición promedio, Nicolli et al. (1975).

GRANITOS→TECTONITAS:

LR II= 15,00 m

LR III= 25,40-25,70 m

LR 15= 45,70-46,50 m

LR XI= 20,20-20,90 m

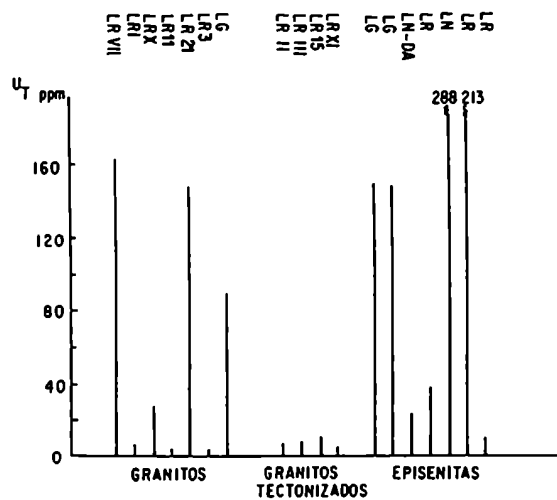
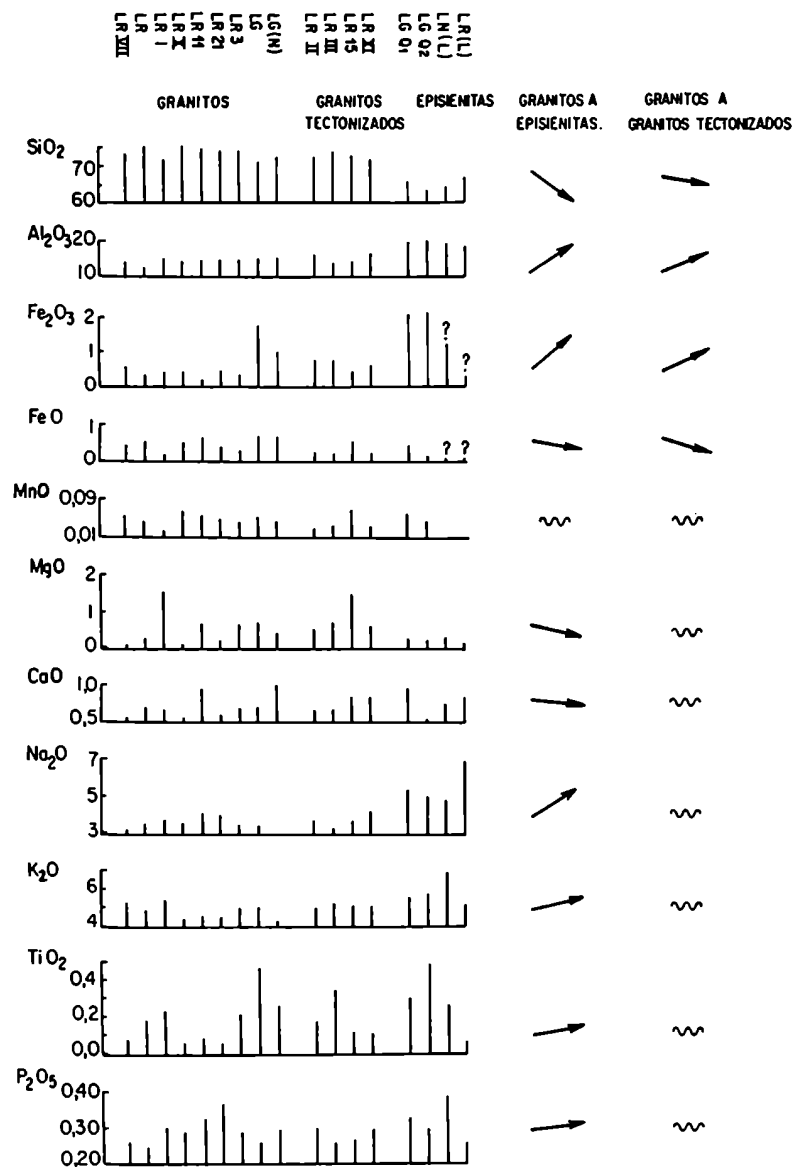
EPISIENITAS:

Q1 y Q2= episienitas de Los Gigantes

Ab= albita; Qz= cuarzo; An= anortita; Or= ortosa; Hy-en= hipersteno-enstatita; Mt= magnetita; Hm= hematita; Il= ilmenita;

Ru= rutilo; Co= corindón; Ap= apatita; Hy-fs= hipersteno-ferrosilita.

* LOI= Pérdida por calcinación a 925°C

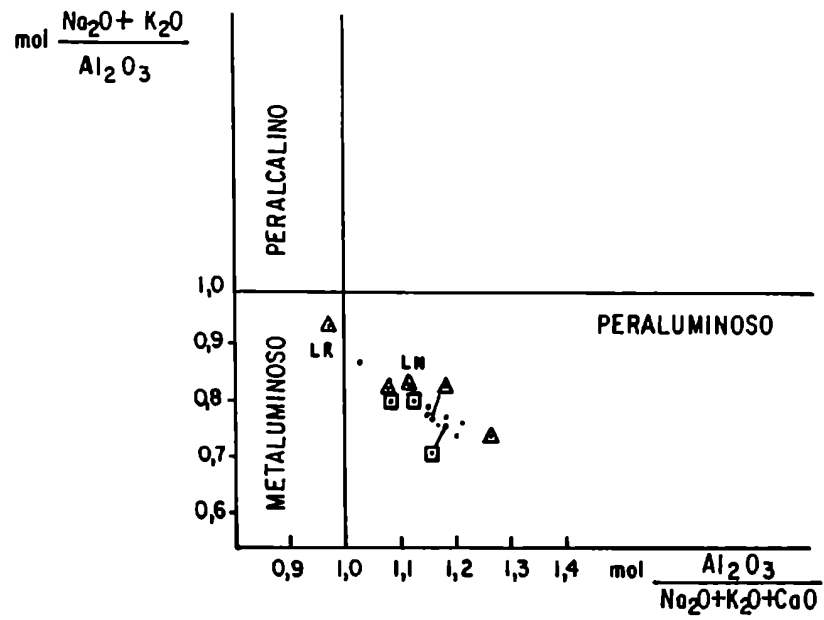


CUADRO III

(L): Lira, 1985

(N): Nicolli et al., 1975

Fig. 97: Relación aluminosidad - alcalinidad
(Shand, 1927 y Rapela, 1982)



- granitos
- granitos → tectonitas
- △ episienitas Los Gigantes (Q1, Q2, LR XI), La Negra (LN) y Los Riojanos (LR) (LN y LR: Lira, 1985)

datos, se observa una tendencia hacia los términos metaluminosos-peralcalinos. La episienita de Los Riojanos tiende a ser más diferenciada, con alto porcentaje de álcalis. Esta episienita está constituida, fundamentalmente, por plagioclasa albítica (ver episienitas, zonación), lo que explica claramente la relación aluminio/álcalis de esta roca.

Se ha visto que el proceso de alteración de los granitos genera, entre otros, aumentos en el contenido de alúmina, Na_2O y K_2O , manteniéndose constante el porcentaje de CaO . La tendencia manifiesta hacia el campo metaluminoso-peralcalino de las rocas estudiadas lleva a deducir que debe ser mayor el incremento en Na_2O que en alúmina. Efectivamente, el aumento en Al_2O_3 no excede el 40%, mientras que el incremento en Na_2O siempre es mayor que el 47%, con muchos casos superiores al 90% (por ejemplo para el cuerpo feldespático de Los Riojanos, según datos obtenidos por Lira, 1985). Sin embargo, ambos aumentos son significativos y definitorios en las episienitas.

8.3. RELACION $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$

La relación $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ se incrementa, para cada manifestación, con el grado de episienitización de la roca. Por ejemplo, para la manifestación Los Gigantes, el granito porfiroide tiene una relación de 0,68; mientras que las episienitas llegan a 0,87 (Q2) y 0,96 (Q1). Según los valores promedio de Nicolli et al. (1975) el granito tipo del área de Los Gigantes tiene una relación $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ de 0,73; para Rapela (1982) este valor es de 0,69.

El incremento más notable se manifiesta en el área de Los Riojanos donde se pasa de 0,63-0,88 para el granito, a una relación de 1,33 para la episienita (según datos presentados, por Lira, 1985).

Sin embargo, este aumento no es progresivo con el grado de cataclasis, ya que en los granitos cataclásticos no se evidencian cambios significativos. El incremento en Na_2O sería un proceso intrínseco a la neomineralización que caracteriza ciertos tipos de episienitización y se manifiesta, fundamentalmente, por el aumento en el contenido de plagioclasa

ácida. El K_2O permanece constante, disminuye o aumenta levemente.

El aumento de la relación Na_2O/K_2O se hace más notable en la episienita de Los Riojanos que constituye un cuerpo feldespático.

En la figura 98 se representó la relación Na_2O vs. K_2O . Con la finalidad de completar una línea evolutiva, se han proyectado los datos obtenidos por otros autores (referencias en la figura). Si bien, en la mayoría de las rocas el K_2O supera al Na_2O , se evidencia una tendencia hacia el aumento del contenido de Na_2O con el grado de episienitización. La única muestra con Na_2O mayor que K_2O es la episienita de Los Riojanos (según datos de Lira, op. cit.) que es un cuerpo feldespático. Entre los granitos cataclásticos se separa la muestra de Los Riojanos de la perforación XI de 20,20 m de profundidad que, además de fenómenos cataclásticos, tiene características que indican un inicio de episienitización.

8.4. PERDIDA DE SILICE Y AUMENTO DE ALCALIS

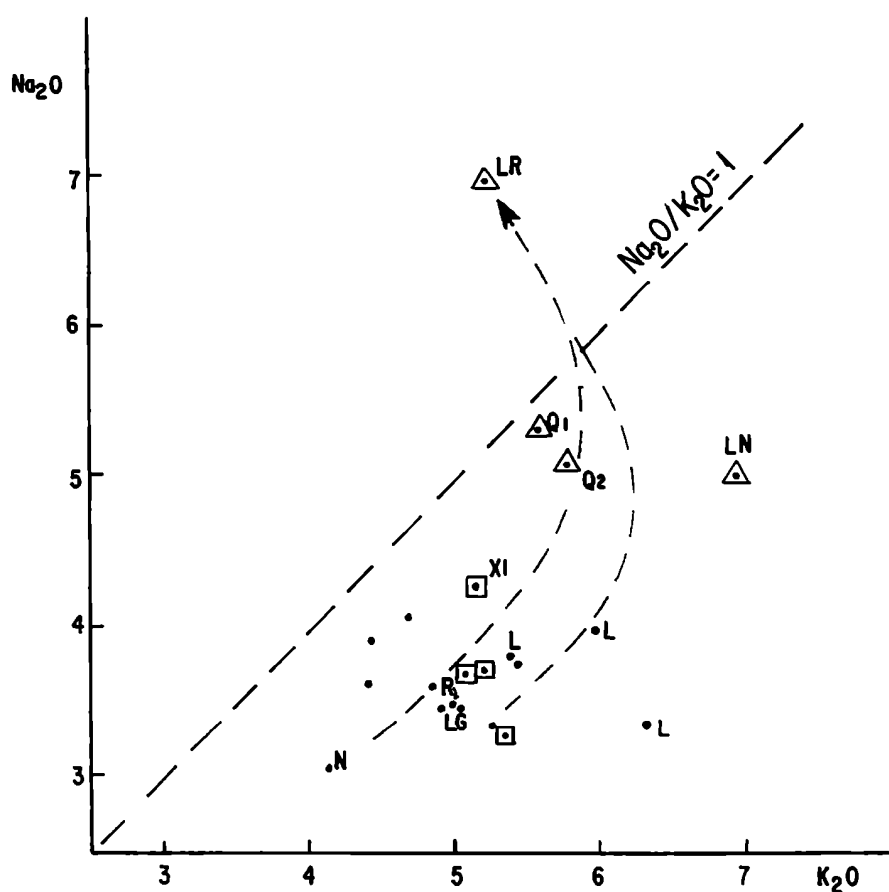
La disolución del cuarzo magmático se manifiesta en la variación de los contenidos de SiO_2 . Sin embargo, esta relación no es directa ya que, si bien hay pérdida de cuarzo magmático, hay precipitación de cuarzo secundario y cristalización tardía de plagioclasa ácida y/o microclino, minerales que también llevan sílice. En el capítulo referente a la disolución del cuarzo se expone la teoría de Leroy (1978) sobre el consumo de sílice en reacciones mineralógicas que acompañan a la episienitización. Este autor calcula el porcentaje de sílice lixiviado y el porcentaje de sílice consumido por las neomineralizaciones, concluyendo que son prácticamente equivalentes. Sin embargo, no considera los contenidos de cuarzo secundario.

Podría lograrse una aproximación quizá más real de la relación entre sílice y Na_2O y K_2O , si se considera el porcentaje de cuarzo normativo. Por ejemplo, para la manifestación Los Gigantes, suponiendo que todo el cuarzo normativo de la episienita (11,70) es equivalente a la cantidad de cuarzo secundario, sólo el 53,37% de SiO_2 es consumido por los restantes minerales (ese valor surge de la diferencia entre las proporciones moleculares de

Fig. 98: Relación $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (en porcentaje en peso)

Referencias:

- granitos
- L: datos de Lira (1985)
- LG: Los Gigantes (Montenegro, 1990)
- N: granito porfiroide, composición promedio (Nicolli et al., 1985)
- R: datos de Rapela (1982)
- ◻ granitos → tectonitas
- △ episienitas
- LN: La Negra (Lira, 1985)
- LR: Los Riojanos (Lira, op. cit.)
- Q1-Q2: Los Gigantes (Montenegro, 1990)
- ←-- tendencia de la episienitización



SiO₂ total y cuarzo normativo).

Por otra parte, el aumento de álcalis (Na + K) desde el granito fresco hacia la episienita es del 28%. Considerando que la episienita tiene 53,37% de SiO₂, el descenso en el contenido de este óxido, del granito a la episienita, es del 25%.

Concluyendo, a pesar de que hubo aporte de álcalis para formar feldespatos y nuevas micas (minerales que consumen sílice), la pérdida de cuarzo, durante la episienitización, fue superior al 25%.

8.5. VARIACION EN LOS CONTENIDOS DE ALUMINA

El pasaje de granito fresco a episienita va acompañado también por importantes aumentos en el contenido de alúmina. Considerando la secuencia de Los Gigantes, del granito a la roca alterada se produce un incremento de 26,25%.

Los valores normativos, en cambio, no reflejan dicho aumento ya que el corindón sube sólo en una de las dos episienitas de Los Gigantes. Para la secuencia de Los Riojanos, Lira (1985) tampoco obtiene relación directa entre el corindón normativo, que desciende hacia la episienita, y el contenido de alúmina.

Evidentemente, en lo que respecta a las normas, el incremento en el porcentaje de Al₂O₃ debe ser receptado por albita principalmente y por ortosa y anortita, escasamente.

8.6. RELACION Fe²⁺/Fe³⁺ Y CONTENIDOS DE Fe²⁺

Con el avance del proceso de episienitización y con mayor grado de cataclasis se produce una disminución notable en el contenido de Fe²⁺ (cuadro III, tabla VIII y IX). Las muestras que se apartan de esta tendencia (LR 15 y Q1 LG) son portadoras de pirita precipitada con posterioridad a la transformación de la roca.

TABLAS IX y X

Contenidos en Fe^{2+} , expresado en porcentaje en peso de FeO y variación de $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$, calculado en función de los porcentajes en peso de FeO y Fe_2O_3 .

Muestra	Tabla IX Fe^{2+}	Tabla X $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$
<u>Granitos</u>		
LR VII	0,47	0,82
Gr.LR	0,53	1,76
LR I	0,18	0,42
LR X	0,49	1,16
LR 11	0,66	4,40
LR 21	0,39	0,88
LR 3 bis	0,30	0,96
MTC 20 (Lira, 1985)	0,40	0,47
GLG	0,70	0,42
Nicolli et al. (1975)	0,62	0,64
<u>Granitos → Tectonitas</u>		
LR II	0,19	0,25
LR III	0,18	0,22
LR 15	0,54*	1,54*
LR XI	0,19	0,32
<u>Episienitas</u>		
Q1 LG	0,43*	0,22*
Q2 LG	0,08	0,04
LN (Lira, 1985)	<0,10	0,08
LR (Lira, 1985)	0,09	0,32'

*= presencia de pirita

'= bajo contenido en Fe_2O_3 , no alto en FeO

LR= Los Riojanos - Gr.= granito - MTC 20= granito de Los Riojanos - GLG= Granito de Los Gigantes - Nicolli et al.(1975)= granito areal de Los Gigantes, valor promedio - LN= La Negra - LG= Los Gigantes.

Para la secuencia de Los Gigantes, del granito a la episienita Q2, el Fe^{2+} baja un 88,57%; mientras que, con respecto a la episienita Q1 (portadora de pirita), el descenso es del 38,57%. Para la manifestación Los Riojanos, del granito (Lira, 1985) a la episienita (Lira, op. cit.) hay un descenso del 77,5%. Con relación a los granitos en vías de alteración, en Los Riojanos, el descenso llega hasta 64,15% (granito Los Riojanos a cataclasita LR II).

En el mismo sentido, se produce una disminución en la relación $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ (tabla X) lo que indica un aumento en el grado de oxidación.

8.7. TITANIO

El análisis del cuadro III y de la tabla VIII evidencia que no hay cambios significativos en los contenidos de TiO_2 con el avance del proceso de episienitización. Lo único que resalta es que las rocas originalmente más ricas en este óxido, lo conservan a pesar de la alteración. Esto coincide con lo expresado por Winchester y Floyd (1977) en el sentido de que el TiO_2 no migra durante la meteorización, metamorfismo, metasomatismo, etc (en general, procesos secundarios).

Nicolli et al. (1975) obtienen un promedio de 0,26 y un límite de fluctuación de 0,09 a 0,46% de TiO_2 . Rapela (1982) encuentra bajo TiO_2 en el granito de Achala. Sus valores extremos se sitúan en 0,05 y 0,43% con promedio de 0,23. Giménez de Patiño (1989) da valores de 0,22 a 0,46% de TiO_2 para muestras del granito porfiroide de Achala. Lira (1985) encuentra contenidos de 0,12 a 0,67% de TiO_2 para las facies graníticas; 3,19 y 3,88% para enclaves de segregación temprana y; 0,07 y 0,27% para dos episienitas. La episienita del área de La Negra con 0,27% de TiO_2 (Lira, op. cit.) es correlacionable con el granito de la facies C que arrojó 0,38% (Lira, op. cit.); mientras que la episienita de Los Riojanos que tiene 0,07% (Lira, op. cit.), se corresponde con el valor más bajo de los granitos que es 0,12% y pertenece al granito del cuerpo que la aloja. Nuevamente se evidencia que el Ti no ha sufrido movilización importante durante la alteración de la roca.

Tanto Rapela (op. cit.) como Lira (op. cit) y Giménez de Patiño Douce (op. cit.) encuentran que el TiO_2 disminuye con el aumento en el porcentaje de sílice de las rocas dentro de una secuencia magmática, hecho que coincide con el alto porcentaje de TiO_2 encontrado por Lira (op. cit.) en los enclaves de segregación temprana ("paragénesis magnetita-hematita martitizada-circón-rutilo-apatita-biotita-uraninita").

Krauskopf (1979) presenta los valores promedios de Nockolds (1954) para rocas ígneas representativas. En el caso de un granito alcalino indica 0,20% de TiO_2 y 0,57% para una granodiorita.

Respecto de la abundancia o escasez de TiO_2 en las rocas estudiadas, Koukharsky (curso AGA, 1990) expresa que, entre otros minerales, el rutilo no es fácilmente atacado por ácidos, resultando en un posible déficit de TiO_2 en los análisis químicos.

Rutilo normativo (tabla VIII) hay solamente en aquellos casos en que TiO_2 está en exceso respecto de la cantidad de FeO y de CaO requerida para dar ilmenita y titanita (Barker, 1983).

8.8. CONTENIDOS EN Rb Y Sr

En la tabla XI se presentan los valores de Rb y Sr en ppm y K_2O y CaO para su comparación. También se dan a conocer las relaciones $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. No ha sido posible construir una recta isocrona para obtener la edad, ya que la mayoría de las muestras analizadas están afectadas por procesos metasomáticos y/o hidrotermales que producen homogeneización del sistema, obteniéndose una edad mucho menor que la real. Además, la cataclasis, aún en grado bajo puede generar pérdida de alguno de los elementos constituyentes.

TABLA XI

	Rb (ppm)	K ₂ O (% peso)	Sr (ppm)	CaO (% peso)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
GRANITOS						
Gr.LG	490	5,05	15	0,70	097,83	0,78481
LR 11	742	4,68	04	0,84	537,02	1,59006
LR I	670	5,44	10	0,66	193,96	0,72753
LR 3	705	4,92	04	0,68	510,24	1,37524
GRANITOS→ TECTONITAS						
LR II	673	5,07	08	0,67	243,54	1,08120
LR III	656	5,32	10	0,67	189,91	0,99656
EPISIENITAS						
Q1 LG	540	5,58	11	0,94	142,12	0,76664
Q2 LG	598	5,79	32	0,51	054,10	0,73918

9. ALGUNOS ASPECTOS PETROLOGICOS

9.1. CLASIFICACION DE LAS ROCAS

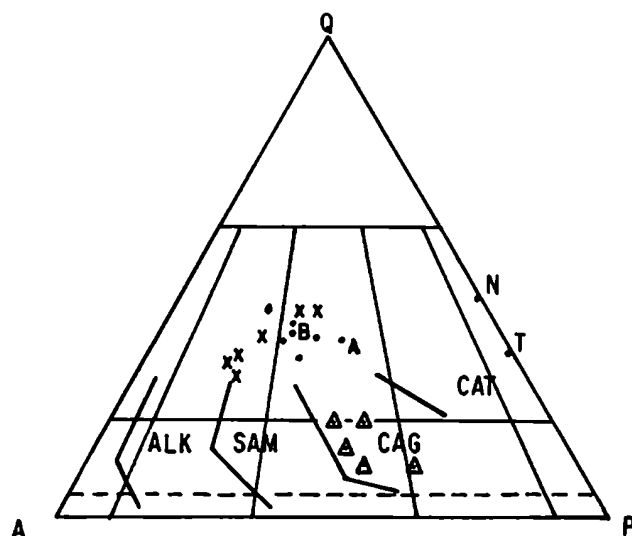
En la figura 99 se han representado las relaciones modales cuarzo, feldespato potásico (con An 5) y plagioclasa (An>5), para todos los grupos de rocas reconocidos en el área. Además, se han representado las relaciones de rocas de la zona, estudiadas por otros investigadores. De acuerdo con la clasificación de Streckeisen (1976) son granitos β o B o monzogranitos con algunos representantes en el campo 3a de los granitos α o A o sienogranitos, en lo que se refiere a las rocas de mayor representación areal.

Teniendo en cuenta las diferentes asociaciones o series de rocas graníticas determinados por Lameyre y Bowden (1982) en el diagrama QAP (fig. 99), los granitos de esta zona del batolito de Achala caen en el grupo calcoalcalino monzonítico (CAM) o subalcalino monzonítico (SAM) transicional al grupo calcoalcalino granodiorítico (CAG) superponiéndose, hacia el vértice del cuarzo, con el campo de los "granitos corticales". Esta distribución coincide con la de Toselli et al. (1987).

Respecto del campo de los "granitos corticales" Bowden et al. (1984) consideran a los leucogranitos (granitos de dos micas) y a los granitos peraluminosos con cordierita, granate, etc., como evidencia de líquidos formados por fusión cortical. Justamente, el batolito de Achala tiene facies ricas en granate y cordierita (Giménez de Patiño y Patiño Douce, 1987) y facies con biotita y muscovita primarias. De acuerdo con las relaciones de Shand (1927) (fig.97) las rocas estudiadas son peraluminosas.

Debe tenerse en cuenta que la mayoría de las muestras representadas en la figura están afectadas por un proceso de albitización. Sin embargo, al no ser posible determinar los porcentajes de An<5 y An>5 se ha considerado todo el feldespato como plagioclasa, correspondiendo al extremo A sólo el microclino.

Las rocas transformadas (episienitas) caen en el límite de 20% de



• Granitos

- Los Riojanos: LR 2 (10,80-10,90 m)
 LR 11 (32,60-33,10 m)
 LR I (29,40-29,90 m)
 LR 3 bis (25,00-25,60 m)
 A: Lira (1985)
 Los Gigantes: Gr. LG (50 cm del contacto)
 B: Lira (1985)

x Granitos → Tectonitas

- Los Riojanos: LR III (25,40-25,70 m)
 LR II (15,00 m)
 LR 15 (44,90 m)
 LR 15 (44,70-44,90 m)
 LR 15 (45,70-46,50 m)
 Los Gigantes: Gr. LG (contacto con la episienita)

△ Episienitas

- Los Gigantes: Ep. 2AB
 Ep. Q1
 Ep. 1E
 Don Alberto
 La Negra

N: nódulos tonalíticos (Lira, 1985)

T: tonalita (Gordillo, 1958; en Gordillo y Lencinas, 1979)

ALK: serie alúmino-potásica

SAM: serie subalcalina monzonítica

CAG: serie calcoalcalina granodiorítica

CAT: serie calcoalcalina toleítica o tonalítica

Fig. 99: Diagrama modal QAP (Streckeisen, 1976) con las series graníticas determinadas por Lameyre y Bowden, (1982).

cuarzo o por debajo de ese valor (monzonitas cuarzosas de Streckeisen, op. cit.) debido al déficit en sílice.

A modo comparativo se han representado las relaciones modales promedio de una tonalita de la quebrada de río Primero (Gordillo, 1958; en Gordillo y Lencinas, 1979); de los nódulos tonalíticos de Lira (1985) como así también de diversas facies litológicas reconocidas por este autor.

Los nódulos tonalíticos y la tonalita quedan comprendidos dentro de la serie calcoalcalina toleítica o tonalítica (CAT).

De acuerdo con el gráfico de Bowden et al. (op. cit.) donde se definen las áreas que, en el diagrama QAP, le corresponden a granitos A, I y S, las rocas aquí tratadas caen tanto en el campo de los I como en el de los S, quizá con más representantes en los I.

La asignación de estas rocas al grupo calcoalcalino monzonítico coincide también con las mineralizaciones asociadas de Lameyre (1987). La serie monzonítica es más frecuentemente mineralizada en molibdeno y notablemente más rica en U y Th.

9.2. AMBIENTE TECTONICO

El diagrama multicatiónico R1-R2 de de La Roche et al. (1980) permite representar en forma cabal la composición mineralógica de las rocas ya que combina los principales cationes:

$$R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti) \text{ y}$$

$$R2 = 6Ca + 2Mg + Al$$

Las rocas caen en los campos correspondientes a los monzogranitos y sienogranitos (fig. 100). Las episienitas caen en los campos de las sienitas y sienitas cuarzosas. Toselli et al. (1987) obtienen, para el grupo de granitoides con cordierita y aluminosilicatos (donde incluyen al batolito de Achala) una distribución paralela al eje R1, principalmente dentro del campo de los sienogranitos.

Batchelor y Bowden (1985) definen en el diagrama R1-R2, grupos de rocas de diferentes ambientes tectono-magmáticos. De acuerdo con esta subdivisión el batolito de Achala (para un número reducido de muestras de representación local) sería tardío-postorogénico, con muestras en el campo de los granitos anatéticos sin-colisional (fig. 101). Los anteriores autores indican que la superposición de puntos alrededor del grupo de granitos sintectónicos es inevitable ya que todos los granitoides evolucionan hacia las composiciones de la mínima fusión. Según esos autores, en términos de tiempo, significa el pasaje a través de un evento de colisión de placa.

Proyectando la relación Rb (ppm) vs Y + Nb (ppm) para el batolito de Achala, Rapela et al. (1990) obtienen representación en el campo de los granitos sincolisionales. Según esos autores, el batolito de Achala se emplazó durante los eventos deformacionales y metamórficos del ciclo Famatiniano de la orogenia Famatiniana, con posterioridad a la fase D2 de plegamiento NNO-SSE por lo que es un granito **postcinemático**. Un rasgo común de los granitoides posteriores a la fase D2 es el carácter "porfirítico" generado por megacristales de microclino, aunque, como ya se indicó, en el granito de Achala, también hay facies de dos micas. Según las relaciones Nb vs Y son granitos de intraplaca, con características de los granitoides calcoalcalinos que se generan a grandes distancias de los márgenes de subducción, en las últimas etapas de la evolución del arco (Rapela et al., op. cit.). Según Lira y Kirschbaum (1990) la afinidad tectónica del batolito de Achala no está definitivamente establecida, aunque los rasgos geoquímicos son coherentes con un ambiente de intraplaca.

9.3. GRANITOS I ó S ?

La superposición de áreas que se evidencia en los gráficos R1-R2 y QAP modal no es casual. En este último (fig. 99), parte de las muestras representadas caen en el campo de los granitos "S" y parte, en el campo de los granitos "I". Similar distribución encuentran Toselli et al. (1987). En el diagrama R1-R2 (fig. 101) parte de las muestras caen en el campo de los granitos sintectónicos (sincolisional), anatéticos y los otros, dentro

del campo de los tardiorogénicos limitando con los postorogénicos.

De acuerdo con la bibliografía consultada y por las características químicas y mineralógicas, no puede establecerse a qué grupo de granitos (I o S) pertenecería el batolito de Achala. Este carácter ambiguo es puesto de manifiesto también por Toselli et al. (op. cit.). Rapela et al. (1982; en Rapela, 1982) encuentran una relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7048; relación definida para granitos I (0,704-0,706; según Didier et al., 1982). Lira (1987 b) concluye que las facies por él estudiadas corresponden a granitos tipo S.

En la tabla XII se presentan los diversos parámetros y características mineralógicas y su significado en el contexto de granitos I o S según apreciaciones de Didier et al. (op. cit.) y Miller (1985). Puede verse que pocos parámetros corresponden a granitos I, mientras que la mayoría responden a granitos S. Petrograficamente, de acuerdo con las descripciones de Hine et al. (1978) las muestras estudiadas se acercarian más a los granitos S.

Giménez de Patiño y Patiño Douce (1987) coincidiendo con lo aquí tratado proponen un origen mixto para rocas del batolito de Achala a la latitud del camino de las Altas Cumbres. Explican el origen del magma como una mezcla de un movilizado anatético y un magma básico. Posteriormente, Giménez de Patiño (1989) propone un origen definitivamente anatético.

Lira y Kirschbaum (1990) también encuentran numerosas evidencias mineralógicas y químicas que indican que el batolito de Achala derivó de la fusión parcial de una fuente metasedimentaria (granito S).

Los magmas de Achala no pueden haber sido originados por la fusión de metasedimentos de composición similar a la roca de caja, ya que las relaciones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y las relaciones Rb/Sr del granito y de su roca de caja son muy diferentes (Rapela, 1982 y Rapela y Gordillo, 1981; en Lira y Kirschbaum, op. cit.). Por otra parte, encuentran evidencias de la existencia de un magma máfico original, concluyendo que los datos de la relación inicial de Rapela (op. cit.) pueden indicar una fuente mantélica enriquecida o una fuente cortical profunda.

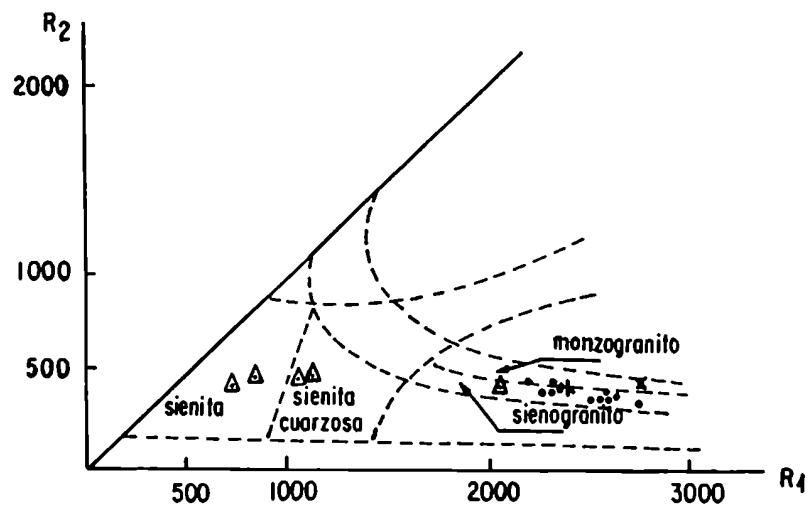


Fig. 100: Diagrama multicatiónico R1-R2 con divisiones petrográficas de de La Roche (1980).

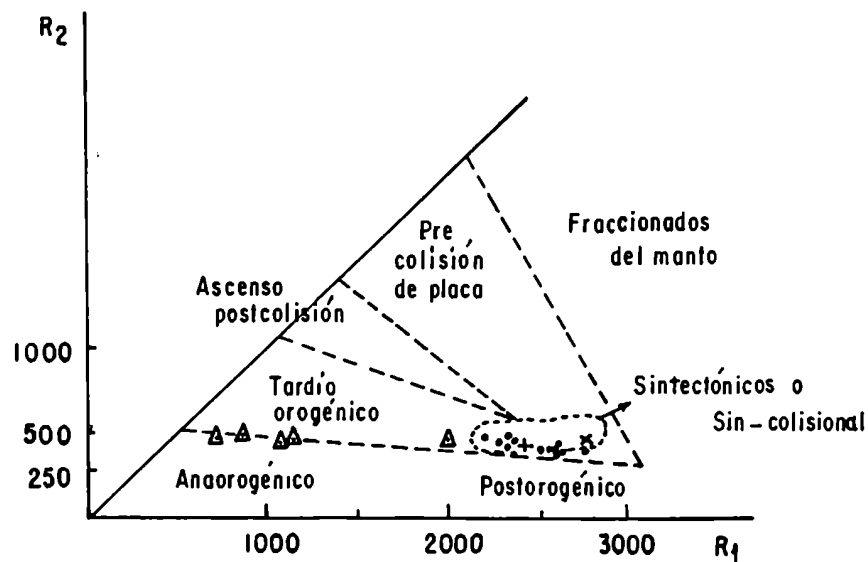


Fig. 101: Asociaciones graníticas y ambientes tectónicos (Batchelor y Bowden, 1985).

- granitos de Los Riojanos y Los Gigantes (granitos y granitos tectonitas)
- + composición granítica promedio de Rapela (1982)
- x composición granítica promedio de Nicolli et al. (1975)
- ▲ episienitas (incluye episienitas La Negra y Los Riojanos de Lira, 1985)

Concluyendo, de acuerdo con lo expuesto, puede considerarse que los granitoides que constituyen el batolito de Achala serían de tipo "S".

TABLA XII

(según Didier et al., 1982 y Miller, 1985)

<u>Características</u>	<u>I ó S</u>
1- Porcentaje de SiO_2	S
Granitos 71,1 a 75,8 (Montenegro, 1990)	
Granitos 68,39 a 74,47 (Rapela, 1982; promedio = 71,13)	
Granitos 67,40 a 74,98 (Nicolli et al., 1975; promedio = 71,98)	
Según los porcentajes de sílice, no se puede definir si son granitos I ó S. Para Didier et al. (1982) los granitos S tendrían valores entre 66 y 79%; y los granitos I tendrían valores entre 54 y 73%.	
2- $\text{mol } \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}} > 1,1$	S
(excepto para una muestra del granito de Los Riojanos)	
3- $\text{Na}_2\text{O} > 3,2$	I
Se cumple para todas las muestras, excepto para el granito promedio de Nicolli et al. (1975). Quizá este parámetro no se pueda tomar plenamente como indicador de granito I, ya que hay albitización tardía (metasomatismo sódico) muy manifiesta en algunas áreas (por ejemplo en Los Riojanos).	
4- $\text{CaO} \leq 2$ (Miller, 1985)	S
Se cumple para todos los valores de Montenegro (1990), Rapela (1982) y Nicolli et al. (1975) y para la mayoría de los datos de Lira (1985).	
5- Corindón normativo $> 1,73$ (alta alúmina)	S
6- Ausencia de hornblenda	S
7- $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7048^*$ (Rapela, 1982) (* no excluyente, ver texto)	I

- | | | |
|----|--|---|
| 8- | Enclaves biotíticos (restitas)
(Lira, 1985 y Giménez de Patiño y
Patiño Douce, 1987) | S |
| | | |
| 9- | Nódulos tonalíticos (Lira, 1985)
Xenolitos de rocas tonalíticas (Giménez
de Patiño y Patiño Douce, 1987) | I |

10. MINERALES CON URANIO

10.1. INTRODUCCION TEORICA

Nicolli et al. (1972) presentan la clasificación de Neuerburg (1955) de los minerales de uranio:

- a) minerales de U^{4+} : tales como uraninita y la brannerita, pueden aparecer como inclusiones submicroscópicas en minerales esenciales de rocas graníticas;
- b) minerales de UO_2^{2+} : comprende los fosfatos, ciertos óxidos, etc y son más frecuentes que los anteriores;
- c) U de las estructuras minerales: está diseminado en el retículo cristalino de diversos minerales accesorios de plutonitas (circón, monacita, xenotima, esfena, allanita, apatita, etc), son iones U^{4+} cuyo radio iónico (1,05 Å) es similar al del Th^{4+} , Y^{3+} , Ca^{2+} y la mayor parte de las tierras raras;
- d) U en minerales de alteración: como U^{4+} , puede aparecer en posición de intercambio iónico en el caolín y minerales de la arcilla como producto de la alteración de feldespatos;
- e) uranio adsorbido: es la concentración de U^{4+} en la película intergranular de los minerales de rocas graníticas, hecho que explica la radiactividad superficial de cristales.

U^{4+} y U^{6+} se diferencian fundamentalmente por su comportamiento geoquímico. El U^{4+} que aparece en la red de los silicatos o precipitado como óxido, es prácticamente insoluble y se asocia a Th, Ti y tierras raras. Por el contrario, el U^{6+} , existe sólo como catión uranilo (UO_2^{2+}) y forma parte de complejos muy solubles y móviles, nunca entra en sustitución de otros cationes en la red de silicatos debido a su forma peculiar y a su tamaño (1,4 - 3,4 Å) (Nicolli et al., op. cit.). Se separa del Th en el ciclo de

oxidación y se asocia a otros elementos muy móviles (Co y Cu). Los complejos carbónicos y sulfúricos son muy sensibles a los cambios físicoquímicos del medio, precipitando por variaciones de pH, Eh, o presencia de PO_4^{3-} , reacción regulada por la P parcial de CO_2 en las soluciones.

Los minerales con U^{4+} son conocidos como "minerales negros" y si bien generalmente son de origen primario, también pueden originarse por procesos secundarios. Por otra parte, se denomina "minerales amarillos" a los que tienen U^{6+} (como catión UO_2^{2+}) con diversos aniones (Toubes, 1978).

Guthrie y Kleeman (1986) utilizan la subdivisión de Tieh et al. (1980) y Speer et al. (1981). Según estos autores, el uranio está distribuido irregularmente en los minerales de rocas intrusivas. Esta distribución tiene lugar según tres grupos: U de fondo, U resistente y U intersticial.

El U de fondo (background U) comprende a los principales minerales formadores de rocas, tales como cuarzo, feldespatos, biotita y anfíboles. Contribuye mínimamente al U total de la roca, pero si el plutón ha sufrido una larga etapa de alteración tardía, tal como sericitización de los feldespatos y cloritización de la biotita, dicha proporción es aumentada (Baranov et al., 1961; en Guthrie y Kleeman, op. cit.).

La contribución más importante al U total de la roca es por parte del U resistente (resistate U) que comprende al uranio contenido en la mayoría de las fases accesorias: circón, esfena, allanita, monacita, apatita, magnetita e ilmenita (en: Guthrie y Kleeman, op. cit.). El U estaría fijado por sustitución en la celda cristalina (en: Guthrie y Kleeman, op. cit.).

El U intersticial se concentra en los bordes de los granos y a lo largo de líneas de clivaje y fracturas en materiales deutéricos de la etapa tardía y de la meteorización temprana (en: Guthrie y Kleeman, op. cit.). Comprende minerales arcillosos y óxidos e hidróxidos amorfos de Fe, Ti y Mn que adsorben U de los fluidos tardíos y postmagmáticos o precipitan durante la alteración supergénica y meteorización de minerales primarios (Guthrie y

Kleeman, op. cit.).

10.2. MINERALES DE URANIO CITADOS EN EL AREA DE ESTUDIO

10.2.1. Granito

Con referencia al U contenido en las facies sin transformar, o sea en el granito fresco, su presencia está relacionada, fundamentalmente, con la estructura de minerales accesorios como la **apatita** y el **circón** (U^{4+}) (entre otros: Linares y Rinaldi, 1967; Latorre, 1968 y Lira, 1981). Lira (1985) comprueba la presencia de U^{4+} en **biotita** de las facies graníticas del área del yacimiento Schlagintweit.

La presencia de **uraninita** (UO_2) como mineral accesorio del leucogranito de Los Riojanos fue comprobada durante esta investigación (Montenegro, 1987) y fue descripta por primera vez por Lira (1981). Vottero (1983) encuentra este mineral en el sector norte del yacimiento Schlagintweit.

Varios autores (por ejemplo, Lucero, 1968; Toubes et al., 1972; Saulnier, 1979; Lira, 1981) han descripto la presencia de **autunita-metautunita** (U^{6+}) en facies graníticas de las manifestaciones Los Gigantes, Los Riojanos, La Negra y Don Alberto.

Linares (1967; en Lucero et al., 1972) y Toubes et al. (op. cit.) encuentran **fosfuranilita** (U^{6+}) en el granito del área del yacimiento Schlagintweit.

También Lucero (1968) y Linares (op. cit.) describen **betauranofano** (U^{6+}) en el granito del área.

El granito porfiroide del área de Los Gigantes aloja venas de **fluorita fétida** (U^{4+}) (Lira, 1985; Berizzo, 1987, com. verb.; Montenegro, 1988). Estas venas de fluorita violácea también están presentes en la zona

de Los Riojanos (Daziano, 1983).

10.2.2. Granitos afectados por cataclasis, episienitas, fajas de deformación

Lira (1983) describe la presencia de **pechblenda** en el granito cataclástico (cataclasita) de la manifestación Los Riojanos.

Además se ha citado **gummite** en episienitas de las manifestaciones La Negra y Don Alberto (Daziano y Lira, 1981; Lira, 1982); **autunita-metautunita** en las episienitas de las manifestaciones Los Riojanos, La Negra y Don Alberto (Lira, 1981; Daziano y Lira, op. cit.) y Los Gigantes (Montenegro, 1988); **torbernita** en filones de cuarzo de fajas de deformación de la manifestación Los Riojanos (Daziano, 1979); **fosfuranilita** (Saulnier, 1979) y **uranofano** (Daziano, 1979) en fajas de deformación de la manifestación Los Riojanos.

Lira (1985) indica que las costras de **ópalo** de las episienitas de La Negra, Don Alberto y Los Riojanos, son portadoras de escamas de autunita-metautunita.

Un párrafo aparte merece el descubrimiento de **uraninita** y **apatita** y **circón** portadores de U^{4+} , en rocas metamórficas de contacto en la pendiente occidental de la Sa. Grande (Lira, 1984-85).

10.3. DESCRIPCION

10.3.1. Uraninita

En el granito de la manifestación Los Riojanos se encontró uraninita incluida en cuarzo donde genera un anillo de reacción. Es común que presente secciones hexagonales, por efecto de la orientación del corte

delgado, ya que generalmente forma cubos o cubos combinados con octaedros (Fron del, 1958). Aparece como mineral opaco.

En el granito porfiroide, al norte del yacimiento Schlagintweit, está incluida en biotita, muscovita y plagioclasa (Vottero, 1983). En las metamorfitas de contacto del área de la manifestación Don alberto la uraninita está alojada en cordierita, desarrollando halos de color amarillo y concéntricamente, hacia el exterior, halos pleocroicos de azul a incoloro (Lira, 1984-85; Montenegro, 1987). Además, a causa de la radiactividad, genera fracturas radiales en el mineral huésped.

En venas de cuarzo que atraviesan el granito de Los Riojanos y en la episienita de Don Alberto, también se encontró probable uraninita, en proceso de alteración (ver gummita).

Por otra parte, hay **pechblenda** (pulverulenta y de color negro) asociada a pirita en venillas que atraviesan la fracción de 44,90 m de profundidad de la cataclasita de Los Riojanos (perforación LR ex 15; Lira, 1985). Probablemente la muestra LR ex VII de 37,10-37,30 m de profundidad, también sea portadora de pechblenda.

10.3.2. Autunita - Metautunita

Se ha constatado la presencia de estas micas en los granitos de todas las manifestaciones nucleares estudiadas (Don Alberto, La Negra, Los Riojanos y Los Gigantes). Además, Lira (1981) encuentra autunita-metautunita en la episienita de Los Riojanos. También se han encontrado cristales micáceos de autunita, de color amarillo limón, tapizando superficies libres en las episienitas del yacimiento Schlagintweit. Por otra parte, frecuentemente aparece rellenando diaclasas en el granito, íntimamente asociada con fluorita. Su abundancia en el área de Los Gigantes es tal, que constituye el mineral de mena del yacimiento Schlagintweit. Es de origen exógeno. Los cristales micáceos tienen aproximadamente 2 a 4 mm de largo, en promedio.

10.3.3. Torbernita - Metatorbernita

Cristales micáceos de torbernita-metatorbernita han sido identificados en algunos sectores del batolito de Achala (Lira, 1985).

En el área del yacimiento Schlagintweit se pudo observar una superficie libre del granito tapizada por un mineral de hábito micáceo, de color celeste turquesa a verde esmeralda, asociado con malaquita (?). Si bien no pudo extraerse la muestra para realizar un estudio detallado, por las características físicas, se piensa que podría tratarse de cristales de este fosfato $[\text{Cu}(\text{UO}_2, \text{PO}_4)_2 \cdot 10(12-8) \text{H}_2\text{O} \text{ y } \text{Cu}(\text{UO}_2, \text{PO}_4)_2 \cdot 8 \text{H}_2\text{O}]$.

Lira (op. cit.) también cita manifestaciones de metatorbernita en superficies libres en el yacimiento Schlagintweit. Ambas, torbernita y metatorbernita, pueden formarse a temperatura ambiente.

10.3.4. Materiales de alteración de Uraninita: Gummita y Uranofano

Se ha indicado la presencia de gummita en episienitas de las manifestaciones La Negra y Don Alberto (Lira, 1985). Son agregados pardo-amarillentos a verdosos, sacaroides y criptocristalinos que rellenan microfisuras, planos de clivaje y de macula en feldespatos, y en espacios libres, asociados a sericita.

La gummita constituye una mezcla de óxidos de U^{6+} ($\text{UO}_3 \cdot n \text{H}_2\text{O}$) que se forman en la primera etapa de alteración de la uraninita y que forma núcleos de colores rojo, rojo-anaranjado, etc, a su alrededor (en Toubes, 1978). Es probable que este material (uraninita modificada) se encuentre asociado íntimamente a las masas sericítico-cloríticas de algunos granitos en vías de episienitización (por ejemplo, LR ex XI; 12,40-12,53 m y LR ex XI; 20,20-20,90 m).

Una vena de cuarzo que corta al granito de Los Riojanos (muestra LR ex 2; 11,70-11,90 m) aloja minerales opacos, con flecos y de color amarillo en los bordes. También en la episienita de Don Alberto hay minerales opacos

redondeados que se asocian en cúmulos. Externamente desarrollan halos anaranjados y amarillos. Cuando están contenidos en cuarzo, le generan fracturas radiales. En ambos casos, se interpreta que es uraninita que se está alterando a gummita.

Lira (op. cit.) identifica como uranofano $[Ca (H_2) (UO_4, SiO_4)_{1.5} H_2O]$ a cristales fibrosos, agregados en soles, de color amarillo limón que pueden reemplazar totalmente a la uraninita de los nódulos cordieríticos de Don Alberto.

10.4. OTROS MINERALES PORTADORES DE URANIO

10.4.1. Biotita

La biotita es portadora de U^{4+} (Lira, 1985). Este uranio forma parte del uranio de fondo (Guthrie y Kleeman, 1986) y contribuye muy poco al uranio total de la roca, excepto en los casos en que hay cloritización, proceso que produce aumento de esa proporción (en: Guthrie y Kleeman, op. cit.). Este sería el caso de las muestras estudiadas, particularmente el granito de Los Gigantes. Otro proceso común en el área y que seguramente influye en la liberación del U^{4+} es la muscovitización o desferrización de la biotita.

Los procesos cataclásticos que afectan intensamente a algunos sectores del batolito también contribuyen, en forma destacada, a la liberación del Fe, U, Ti, etc., contenidos en la biotita. Una proporción de los elementos liberados queda mezclada con el material sericítico-clorítico que se genera por destrucción de la mica.

10.4.2. Circón

Se menciona al circón como portador de U^{4+} en su estructura. Este hecho se ve confirmado por ciertos caracteres del mineral, como ser los halos que genera en el mineral hospedante, por destrucción de su estructura.

10.4.3. Fluorita

La fluorita fétida es portadora de U^{4+} en su estructura, como reemplazo del ión Ca^{2+} cuyos radios iónicos son muy similares.

Su precipitación tendría lugar por un hidrotermalismo de baja temperatura.

10.4.4. Feldespatos-Arcillas

El abundante material sericítico-clorítico de las episienitas y granitos en proceso de alteración podría derivar, en parte, de la alteración de feldespatos (además de la biotita) y, de esta manera, ser portador de U ya que, minerales del grupo de las arcillas, generados por la alteración de feldespatos, pueden ser portadores de U^{4+} en posición de intercambio iónico (en Nicolli et al., 1972). A su vez, los feldespatos pueden ser portadores de uranio, contribuyendo al uranio de fondo (Guthrie y Kleeman, 1986) y si ocurre sericitización de los mismos aumenta la contribución de este U, al U total de la roca (en: Guthrie y Kleeman, op. cit.).

10.4.5. Anatasa

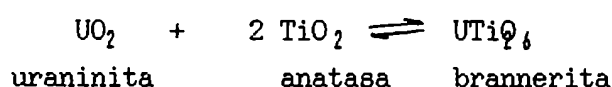
Las episienitas de Los Gigantes son portadoras de cantidades importantes de U total ($Q_1 = 150$ ppm; $Q_2 = 149$ ppm). Si bien la observación microscópica no revela la presencia de minerales de U como individuos bien formados, sí sería posible la presencia de pechblenda entre los óxidos que se mezclan con la sericita. La autunita sólo ocupa superficies libres. No hay biotita y la apatita presente, si bien abundante, no puede justificar, por sí sola, los altos valores de U total. De esta manera, se concluye que el U tiene que estar alojado en otro mineral además de la apatita y los núcleos sericítico-cloríticos.

Saulnier (1979) al efectuar un estudio mineralógico de una muestra de la manifestación Los Riojanos, se refiere a un "mineral translúcido, ópticamente similar a la anatasa, algunos de cuyos cristales podrían contener uranio en su estructura ya que poseen reflejos castaño rojizos propios de la presencia del elemento uranio en ese mineral".

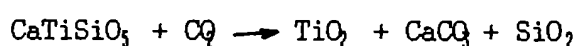
Lira (1987 a) considera que la anatasa es el principal portador de uranio fijo, para los afloramientos del área de Los Riojanos, La Negra y cercanías de Don Alberto.

Químicamente es posible la presencia de U ligada al Ti. Goñi (1966; en Nicolli et al., 1972) describe un proceso de adsorción de U por geles de óxido de Ti que son agregados secundarios producto de la alteración de esfenas. También la alteración de la biotita (cataclasis, cloritización y/o muscovitización) libera óxidos de Ti que adsorben al mismo U liberado de la mica. Cuney y Friedrich (1987) observan alta densidad de trazas de fisión en biotita cloritizada donde el uranio ha sido adsorbido o incorporado a la estructura de óxidos de Ti liberados de la mica. Hsi y Langmuir (1985) citan una serie de sorbentes de uranio, indicando que la mayor capacidad de adsorción corresponde a los oxihidróxidos amorfos de Ti y férrico. Según estos autores la adsorción es más completa entre pH 5 y 8,5 sin tener en cuenta la fase sorbente.

Por otra parte, Pagel y Ruhlmann (1979) estudiando filones mineralizados en Cu, Mo, Ag y U de Chatêau-Lambert agrupan a los óxidos de uranio con los de titanio (uraninita, pechblenda, anatasa, brannerita y delorenzita) ya que su asociación es característica de magmatismo calco-alcalino. En este caso, la anatasa no es portadora de U sino que deriva de titanita o de brannerita. La reacción de transformación de esta última produce, además de anatasa, uraninita, ambas automorfos; siendo la reacción reversible, de acuerdo con lo observado por Pagel y Ruhlmann (op. cit.):



La desestabilización de brannerita y de esfena es producida por fluidos hidrotermales de composición carbónica-acuosa, no homogéneos y por una reacción de tipo:



10.4.6. Hematita

Respecto del posible contenido de U en hematita, Hsi y Langmuir (1985) realizan experiencias con oxihidróxido férrico amorfo, goethita,

hematita sintética y hematita especular natural, concluyendo que las especies uranilo disueltas son fuertemente adsorbidas por los dos primeros, y algo menos por las hematitas (fig. 102) a pH superiores a 5-6. Los complejos carbonato-uranilo inhiben la adsorción de uranilo, especialmente en soluciones alcalinas (Hsi y Langmuir, op. cit.), favoreciendo la desorción. Si bien en algunas muestras (1E y 1EB) la hematita está alojada en calcita, el carbonato es posterior a la hematita por lo que no habría influido en la adsorción de uranilo.

10.4.7. Pirita

En una muestra de episienita del sector N del cuerpo de Los Gigantes (muestra Q1) no se encontró hematita pero sí cubos de pirita. En esta muestra (Q1), la anatasa está íntimamente asociada con óxidos de Fe de color rojizo, en cristales corroídos. Estos óxidos también se presentan como pátinas sellando fracturas o contactos interminerales. Se ha observado la posible presencia de pechblenda.

Berizzo (com. verb.) encuentra, además de pirita, calcopirita en las pegmatitas del área de Los Gigantes.

Saulnier (1979) describe box-works de pirita, alguno de los cuales están rellenos por limonitas, goethita y poca hematita, para el área de Los Riojanos.

Daziano (1983) menciona hematitización y limonitización entre los procesos más frecuentes de alteración en la manifestación uranífera Los Riojanos.

Lira (1983) cita la presencia de pechblenda de origen hidrotermal ascendente en el sondeo LR ex 15 (44,90 m) de la CNEA (cataclasita de Los Riojanos). La pechblenda pulverulenta tapiza cristales de pirita en venillas de no más de 0,5 mm de potencia alojadas en una faja cataclástica del granito. También encuentra pirita-pechblenda como relleno de cavidades. En ambos casos, esta asociación está alojada en un mosaico granoblástico. Estas observaciones también fueron efectuadas por Montenegro (1988). El

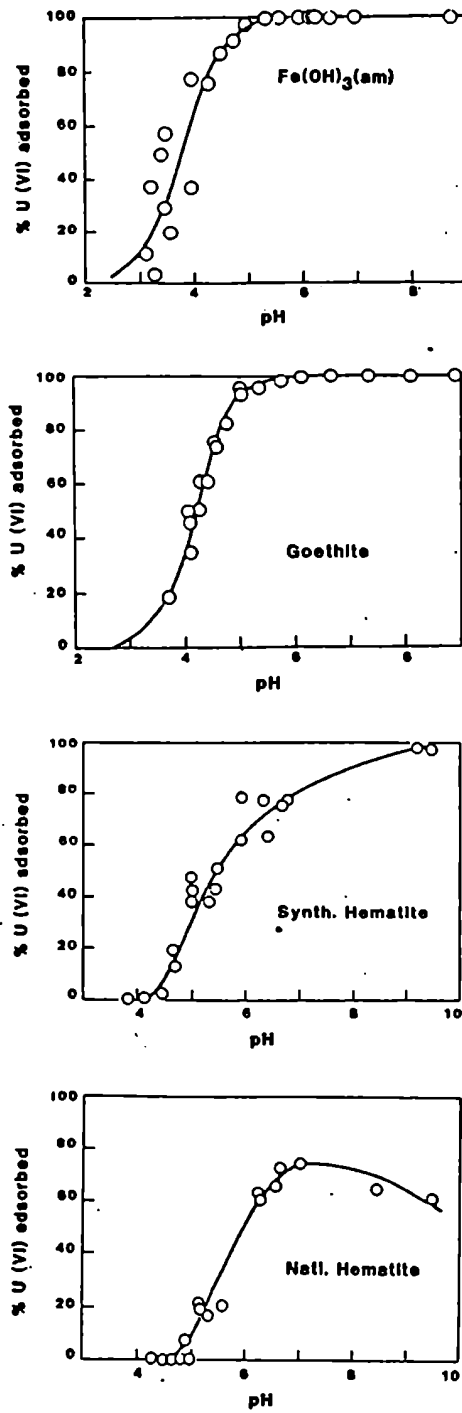


Fig. 102: Adsorción de uranilo en función del pH
(Hsi y Langmuir, 1985)

estudio en lupa binocular muestra venillas de oxidación hematítica y/o limonítica que también penetra por planos y contactos intergranulares (Montenegro, op. cit.). Este sondeo (LR ex 15) en superficie se corresponde con la episienita de Los Riojanos y la mineralización en la zona oxidada consiste en limonita pseudomorfa de pirita y minerales amarillos de uranio (Lira, 1985; Montenegro, 1988). Las soluciones mineralizadoras han sido movilizadas por los planos de debilidad estructural, por lo que los box-works de pirita y minerales de uranio se alojan preferentemente en vías sericíticas (Lira, op. cit.). Además, la observación microscópica permitió identificar la presencia de pirita en la masa sericítico-clorítica de la muestra LR ex XI (12,40-12,53 m), (es posible que también haya uraninita o pechblenda, lo que justificaría los 140 c/s, CNEA). Esta muestra corresponde a un granito con cataclasis. En la brecha de la misma perforación, pero de menor profundidad (12,30-12,40 m), también se identificó la presencia de pirita en el cuarzo que constituye el cemento o en los porfiroclastos. En el granito en vías de episienitización de 20,20-20,90 m de profundidad, hay pirita reemplazada parcialmente por limonita. La cataclasita de la perforación LR ex VII, a los 37,10-37,30 m de profundidad, está afectada por fracturas, en zonas subparalelas, donde los minerales están intensamente triturados y alojan cristales de pirita asociada a un mineral que muy probablemente sea pechblenda (160 c/s, CNEA).

10.4.8. Apatita

Lucero y Rinaldi (1972) señalan que la apatita es portadora de U. Nicolli et al. (1975) observan fenómenos de corrosión en los bordes de los cristales, opinando que este proceso da lugar a la liberación de componentes que se adicionan a los circulantes. Lira (1985) se refiere a sus caracteres radiactivos evidenciados por halos de disturbio estructural en el mineral huésped (biotita en este caso). Asimismo, presenta los resultados de la aplicación de la fluorescimetría en la determinación de U total en apatita, obteniendo 96,3 ppm de U_3O_8 en los enclaves de segregación temprana (paragénesis biotita-apatita-circón) y de 485 ppm de U total en los nódulos cordieríticos de la manifestación Don Alberto. Tanto en los enclaves, como en las metamorfitas regionales transformadas por

metamorfismo de contacto, la apatita aparece asociada a uraninita (Lira, op. cit.).

Según Cuney y Friedrich (1987) una apatita puede tener, en promedio, hasta 50 ppm de U. La cristalización de minerales de U accesorios, tales como uraninita, tiene lugar cuando están saturados los sitios de sustitución disponibles en los minerales principales y accesorios, lo que requiere contenidos de U más altos. Tanto el granito de Los Riojanos, como algunos sectores del granito de Los Gigantes contienen uraninita como mineral accesorio, por lo que se deduce que la apatita debe ser portadora de U.

Como se expresó anteriormente, el U^{4+} puede estar diseminado en el retículo cristalino de minerales accesorios de plutonitas, entre otros, de apatita, en virtud de la similitud de los radios iónicos del U^{4+} (1,05 Å) y del Th^{4+} , Ca^{2+} y tierras raras (en: Nicolli y Gamba, 1978). En ese sentido el U contenido en apatita debería ser considerado como U resistente según la agrupación de Guthrie y Kleeman (1986).

11. EPISIENITIZACION

11.1. ZONACION

Entre las episienitas se pueden distinguir dos grupos netamente diferentes. Uno corresponde a las episienitas del área de Los Riojanos, rocas muy consolidadas, muy ricas en plagioclasa albitica subhedral a euhedral, con poco microclino y escaso cuarzo. Ambos feldespatos constituyen el 90% del total de la roca.

Otro tipo de episienitas corresponden a las de Los Gigantes, La Negra, Don Alberto y una ubicada en la zona externa del cuerpo de Los Riojanos. Estas están constituidas por plagioclasa y feldespato potásico. Siempre predomina la plagioclasa, aunque, en algunas muestras los porcentajes de ambos feldespatos son similares. No son tan consolidadas como las anteriores y el tamaño de grano es más grueso.

Estos dos tipos reconocidos coinciden con lo expresado por Cheilletz y Giuliani (1982) quienes opinan que las lentes de episienitas están constituidas por dos rocas diferentes: una periférica granítica, que resulta de la transformación del granito y otra, masiva central, constituida principalmente por una asociación de feldespatos encastrados. Esta última, entonces, correspondería a las episienitas de Los Riojanos y la granítica, periférica, a las restantes. Esta distribución no es sistemática sino que puede haber facies graníticas o granito en vías de episienitización sin zona feldespática central.

Según observaciones de los anteriores autores, el contacto entre ambas zonas puede ser progresivo, pero rápido, a lo largo de algunos centímetros o bien puede manifestarse por la aparición de una zona fracturada o brechada.

El segundo tipo de contacto estaría bien representado en algunos sectores del cuerpo episienítico principal de la manifestación Los

Riojanos. La muestra L.R. ex VII de 37,10 - 37,30 m de profundidad corresponde, según la clasificación de Higgins (1971), a una microbrecha con incipiente recristalización. Los minerales del granito en proceso de transformación están muy fragmentados y el cemento es una mezcla de sericita, arcillas y carbonatos. Según Cheillett y Giuliani (op. cit.) estas rocas son típicamente brechas de fragmentación y parecidas a las producidas por un mecanismo de fracturación hidráulica según el modelo propuesto por Phillips (1972; en Cheillett y Giuliani, 1982). Este autor considera que son la consecuencia de sobrepresiones fluidas localizadas.

El granito que contacta (a 50 cm) con la "episienita" (zona granítica periférica) en Los Gigantes, muestra orientación planar de las micas en dirección más o menos perpendicular al contacto.

11.2. MECANISMO DE FORMACION

Teniendo en cuenta el evidente control estructural de los cuerpos de episienitas (capítulo: Geología) y las deformaciones que afectan a los minerales del granito, así como la neoformación de minerales y la posible presencia de brechas de fracturación hidráulica, puede proponerse el modelo en dos etapas expuesto por Cheillett y Giuliani (1982) y Giuliani y Cheillett (1983).

1- La primera etapa se caracterizaría por la deformación del granito durante su consolidación, en zonas preferenciales, afectadas por un régimen de esfuerzos de compresión y extensión. Respecto del origen de estos esfuerzos, puede considerarse la acción de algún evento tectónico local o, como propone Higgins (1971) movimientos intrusivos tardíos, que provocan deformación de rocas magmáticas, que no están totalmente solidificadas, generando rocas protoclasticas.

Las porciones de granito involucradas sufren deformaciones plásticas y ruptura de los minerales, de acuerdo con lo descrito anteriormente. Además, se genera orientación planar del granito (observado en Los Gigantes). Esto conduce, progresivamente, a la transformación del granito

en granito en proceso de episienitización. Simultáneamente con estas deformaciones se produce una migración de elementos, incentivada por los fenómenos de disolución bajo presión. La presencia de una fase fluida intergranular es indispensable para la migración de elementos disueltos, ya sea por difusión en los líquidos o por migración del fluido mismo. Dicha transferencia de materia favorecería la recristalización de elementos móviles en zonas menos comprimidas, disminuyendo la porosidad de la roca.

Los fenómenos de albitización y microclinización (predominantes uno sobre el otro según el área) y la disolución parcial o total del cuarzo por presión son procesos que indican la circulación de fluidos y cambios químicos.

El proceso puede interrumpirse en este estado, habiéndose producido la formación de lentes de granito en vías de episienitización, sin zona feldespática central (ejemplo: episienitas de La Negra, Don alberto y Los Gigantes).

En esta etapa habría predominado la presión litostática (sólida) sobre la presión hidrostática (fluida).

2- La segunda etapa comenzaría al finalizar la cristalización del magma. Predominaría ahora, la actividad de los fluidos, de manera que la presión fluida superaría a la presión litostática. La presión hidráulica genera brechas y la apertura de grietas o canales por donde circulan los fluidos y se produce la precipitación de importantes neoformaciones feldespáticas (cuerpo feldespático central) (ejemplo: episienita de Los Riojanos).

De acuerdo con los estudios de Holland y Malinin (1979, en Cheilletz y Giuliani, op. cit.) las sobrepresiones fluidas generadas serían suficientes para provocar la disolución del cuarzo. Cheilletz y Giuliani (op. cit.) indican que la dirección del esfuerzo principal σ_1 es paralelo a las grietas centrales y perpendicular a la foliación del granito en vías de episienitización. En el caso del granito de Los Gigantes, σ_1 habría sido aproximadamente N-S.

Las neoformaciones generadas durante la primera fase en el granito en vías de episienitización son difíciles de distinguir de las transformaciones debidas a la percolación de fluidos en la segunda fase.

Cheilletz y Giuliani (1982) y Giuliani y Cheilletz (1983) indican que las episienitas son buenos testigos de la evolución estructural del cuerpo granítico; las deformaciones plásticas o ruptura que las caracterizan permiten situar su formación durante las últimas fases de la intrusión de un batolito en zonas privilegiadas y estructuradas por muchas etapas de deformación granítica.

Los anteriores autores consideran que, petrológicamente, las episienitas serían buenos representantes de la diferenciación granítica ya que la abundancia de feldespatos que las caracteriza conduce a relacionar la génesis de estos cuerpos con la circulación de fluidos internos asociados con los últimos estadios de la evolución de las cúpulas graníticas que provocan, en particular, los fenómenos de microclinización y/o albitización (líquidos tardíomagmáticos - metasomatismo-, muy enriquecidos en feldespatos alcalinos y fluidos).

Al finalizar la cristalización, las episienitas son discontinuidades estructurales (planos de anisotropía) que pueden controlar la depositación y transporte de mineralizaciones resultantes de la circulación de fluidos de origen magmático, metamórfico o, en parte, meteórico, y fluidos de origen hidrotermal en general.

11.3. RELACION ENTRE LOS CAMBIOS QUIMICOS Y LOS CAMBIOS MINERALOGICOS

En la figura 103 se han proyectado las relaciones entre todos los elementos mayoritarios y la sílice. En estos diagramas se puede visualizar la tendencia de los óxidos de los elementos mayoritarios con el avance del proceso de episienitización.

11.3.1. Sílice

En primer lugar resalta la pérdida de sílice ya que en todos los casos las episienitas quedan representadas en el extremo izquierdo (de bajo porcentaje de sílice), netamente diferenciadas del resto de las rocas. Este hecho es destacable ya que, excepto la episienita de Los Riojanos, todas las otras tienen cuarzo secundario que incide en la proyección. Asimismo, es evidente la ausencia de muestras representativas de porcentajes de sílice entre 67 y 71%.

11.3.2. Alúmina

Entre los óxidos mayoritarios, la alúmina muestra uno de los mayores cambios. El proceso de episienitización va acompañado por un fuerte aumento de Al_2O_3 que, mineralógicamente, corresponde a la formación de muscovita y sericita (o aumento de la relación $Mu-Sr/Biot.$) y a la cristalización de albita y feldespato potásico en menor proporción. Deer et al. (1974) dan los siguientes tenores de Al_2O_3 para las micas consideradas:

Muscovita	Biotita	Hidromuscovita
36,85	13,10	36,37
27,16	14,60	
	18,06	
	20,38	

Los anteriores valores justifican plenamente la fuerte suba de Al_2O_3 .

11.3.3. Alcalis

Respecto del Na_2O , su aumento con el grado de episienitización es explicado por la concentración de albita o plagioclasa ácida que se produce en las rocas alteradas. Si bien el metasomatismo sódico afecta en general a todas las rocas de la zona, son las episienitas las que concentran sus efectos.

El K_2O en cambio, no muestra una tendencia demasiado notable, aunque,

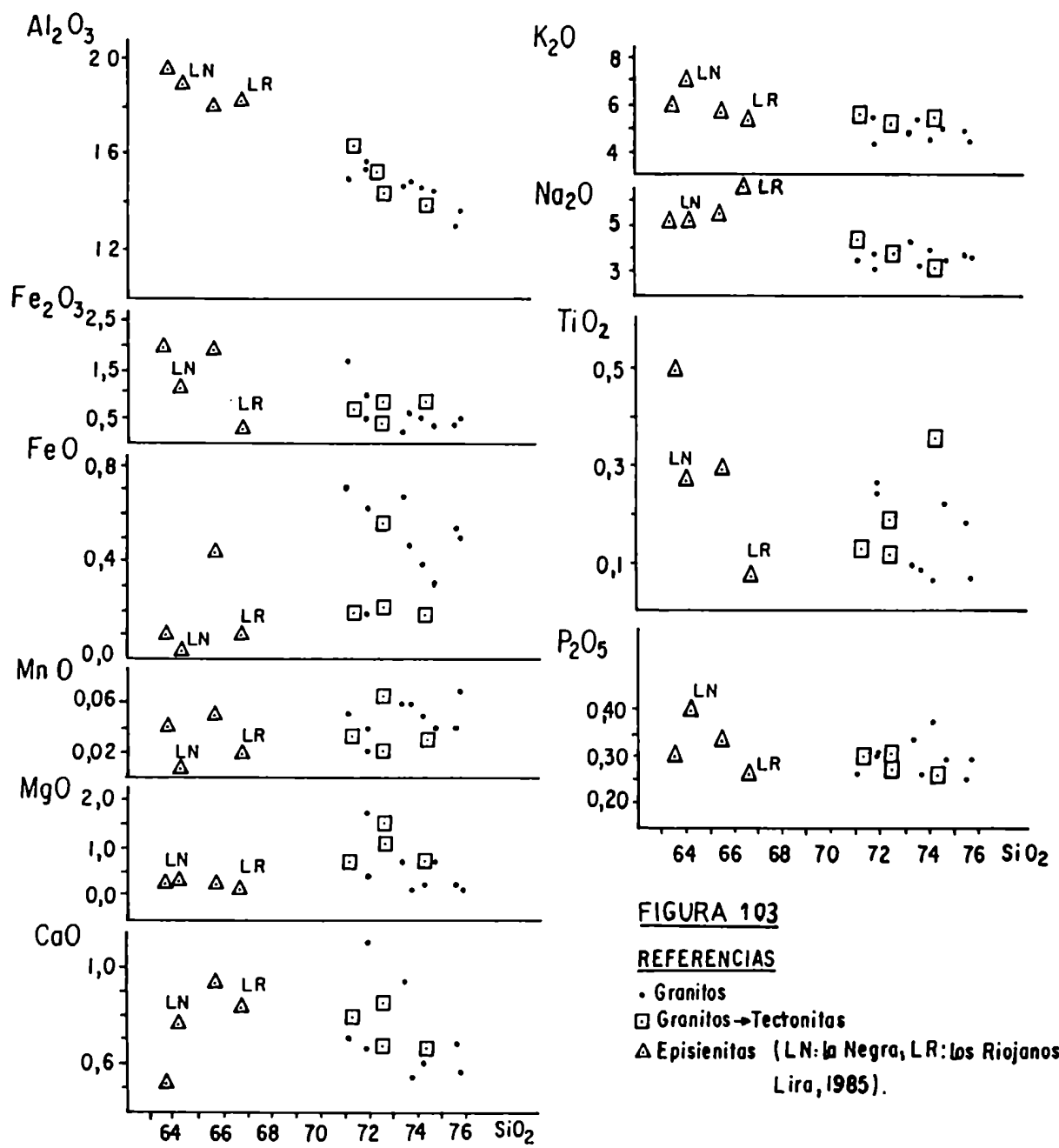


FIGURA 103

REFERENCIAS

- Granitos
- Granitos-Tectonitas
- Episenitas (LN: La Negra, LR: Los Riojanos, Lira, 1985).

en líneas generales, se puede evidenciar un leve aumento hacia las episienitas.

La episienita de Los Riojanos, considerada como un cuerpo feldespático central en virtud de su alto contenido en plagioclasa albítica, se diferencia claramente por el elevado porcentaje de Na_2O .

11.3.4. Hierro

El Fe^{3+} aumenta notablemente en las episienitas de Los Gigantes, hecho justificado por la mayor abundancia de muscovita. Inclusive, en las tectonitas sin episienitización (por ejemplo para la secuencia de Los Riojanos, ver tabla VIII) hay un aumento en el contenido en Fe^{3+} . Esta muscovita es formada por desferrización de la biotita y/o por muscovitización tardía. El Fe^{2+} liberado de la biotita pasa a Fe^{3+} en óxidos e hidróxidos o bien forma parte de la muscovita. La desaparición de la biotita al avanzar la cataclasis explica el descenso en el contenido de Fe^{2+} ya que esta mica tiene, en promedio, más FeO que Fe_2O_3 y la muscovita, en cambio, es más rica en Fe^{3+} .

El incremento en Fe^{3+} no debe ser adjudicado solamente a la muscovita ya que hay un proceso de hematitización, claramente observable en las episienitas de Los Gigantes.

Además del aumento en los contenidos en Fe^{3+} , hay un descenso en los contenidos de Fe^{2+} , por lo que la relación $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ desciende en el mismo sentido en que avanza la cataclasis con o sin episienitización. Esto indica un aumento en el grado de oxidación de la roca.

11.3.5. Magnesio

El descenso en el contenido en MgO que se produce con el aumento de la episienitización y/o cataclasis, se debe a la desaparición total o parcial de la biotita. De acuerdo con lo observado y, tal como se indicara en el capítulo correspondiente a deformación, la biotita es el primer mineral en mostrar signos de la cataclasis. Este proceso promueve la pérdida de elementos al favorecer la apertura de la mica a lo largo de

planos de clivaje. Ni la muscovita, ni la hidromuscovita alcanzan a receptor el MgO liberado ya que según Deer et al. (1974) los contenidos son:

Muscovita	Biotita	Hidromuscovita
0,08	12,75	0,50
	4,23	
	7,40	
	7,11	

11.3.6. Otros

Respecto del manganeso, calcio, fósforo y titanio, como ya se analizara, no manifiestan una tendencia definida con el avance del proceso de alteración y, por lo tanto, con la pérdida de sílice. Sin embargo, hay cambios en la mineralogía correspondiente al fósforo y titanio ya que hay neoformación de apatita y cristalización de anatasa en las episienitas.

11.4. CRISTALIZACION DE ANATASA

En las rocas estudiadas, la desestabilización de los minerales primarios, ya sea biotita, titanita, rutilo o quizá brannerita, tiene que haber comenzado entre los 300 y 250°C durante la episienitización. El valor de la temperatura se considera teniendo en cuenta el comienzo de registros de Th en las episienitas y la anterior presencia, aunque reducida en volumen, de CO_2 en el fluido (ver cuadro II). Aquí, parece importante tener en cuenta que comúnmente la anatasa está englobada en cuarzo secundario. Siguiendo con lo expresado por Pagel y Ruhlmann (1979) el CO_2 podría haber contribuido a la desestabilización de la titanita.

La posterior formación de anatasa habría ocurrido en un medio acuoso, con salinidad no mayor del 2,6% eq. NaCl. El límite inferior de la temperatura es difícil de definir ya que hay una última generación de cuarzo que también aloja anatasa. Pagel y Ruhlmann (op. cit.) obtienen un intervalo de 199 a 242°C (promedio = 217°C).

11.5. CRISTALIZACION DE HEMATITA

Leroy (1978) indica que la disminución total del porcentaje de Fe^{2+} y de la relación $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ se traduce en una rubefacción general y en la aureola de hematitización de las episienitas.

La precipitación de la hematita tiene que haber ocurrido durante la etapa hidrotermal, probablemente a partir de los 230-250°C, unos grados antes de que comenzara la recristalización del cuarzo o etapa de cuarzo secundario, ya que generalmente está encerrada en él.

11.6. DISOLUCION DEL CUARZO

11.6.1. Introducción

Si bien el proceso de episienitización se traduce en una serie de cambios mineralógicos y/o químicos, la principal evidencia de la alteración, es la disolución del cuarzo **magmático** o, en líneas generales, su ausencia.

Respecto de este hecho pueden plantearse dos posibilidades:

- 1- el cuarzo fue disuelto con posterioridad a su cristalización o;
- 2- su cristalización fue inhibida.

Es decir, independientemente del mecanismo que actúe, su acción se puede haber registrado durante la cristalización del cuarzo o con posterioridad a este proceso.

Aunque en general se considera que el cuarzo ha sido disuelto luego de su cristalización, en esta investigación no se descarta la segunda posibilidad, ya que, observaciones texturales conducen, en algunos casos, a pensar que el cuarzo nunca estuvo presente.

11.6.2. Causas: antecedentes y discusión

Cualquiera haya sido el momento de desestabilización del cuarzo (durante o después de su cristalización), el proceso a tratar es el mismo.

La mayor parte de los autores coinciden, independientemente, en tres causas que producen la disolución del cuarzo. Estos factores son, en líneas generales, **cambios en la presión, cambios en la temperatura** de las soluciones o las **propiedades químicas** de los fluidos. Dentro de este último factor, según los autores se atribuye la disolución del cuarzo, a la **presencia de CO_2** , a la **salinidad de la solución (NaCl)** y/o al **pH** o

alcalinidad de los fluidos.

11.6.3. Presión

Dentro del esquema propuesto por Cheilletz y Giuliani (1982), la ausencia del cuarzo en las episienitas, sería producto de sobrepresiones de diferente origen según la zona que se considere.

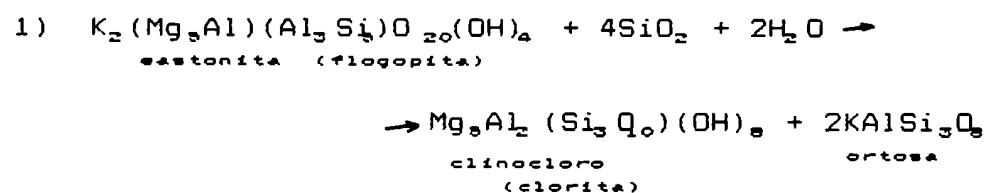
En la zona periférica del cuerpo episienítico, en el granito en vías de episienitización, hay disolución parcial del cuarzo por sobrepresiones fluidas. En la primera etapa la presión litostática (Pl) es mayor que la presión fluida o hidrostática (Pf).

La mayor disolución se produce durante la segunda etapa, cuando Pf es mayor que Pl. El cuerpo feldespático central concluye su formación durante esta etapa. Se inhibiría la precipitación o cristalización del cuarzo por la elevada presión fluida reinante y porque los líquidos tardíos están enriquecidos en feldespatos alcalinos y no en cuarzo (microclinización y albitización).

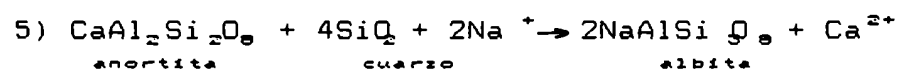
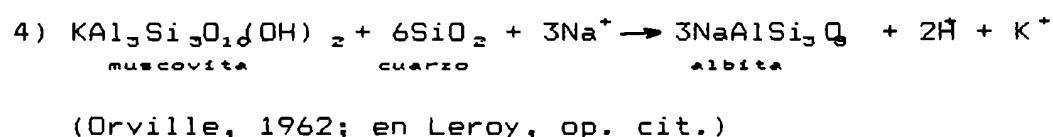
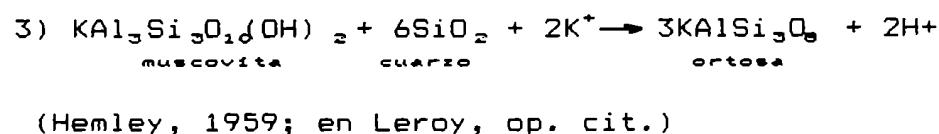
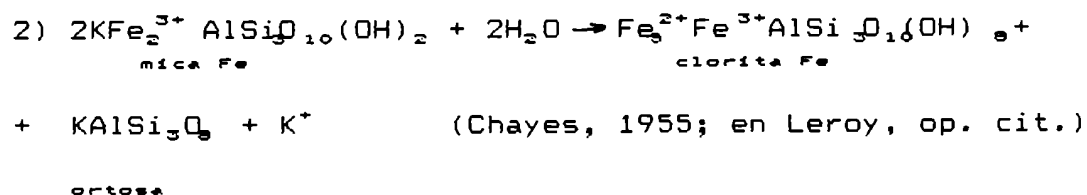
Según aquellos autores la albitización y microclinización son contemporáneas con la disolución parcial del cuarzo por presión.

11.6.4. Presión - Temperatura

Leroy (1978) indica que la episienitización feldespática está representada por una serie de reacciones mineralógicas que consumen sílice que podría ser provista por la disolución del cuarzo:



(Chayes, 1955; en Leroy, op. cit.)



Leroy (op. cit.) calcula de la cantidad de sílice que necesitan las reacciones anteriores, concluyendo que ese resultado coincide en gran parte con el porcentaje lixiviado durante la episienitización.

Además, este autor considera, de acuerdo con el gráfico de Kennedy (1950; en Leroy, op. cit.) que un enfriamiento isobárico conduce a un aumento en la solubilidad (retrógrada) de la sílice, si la presión es inferior a 700 bars y hasta una temperatura mínima de 360°C (aproximadamente) (fig. 104).

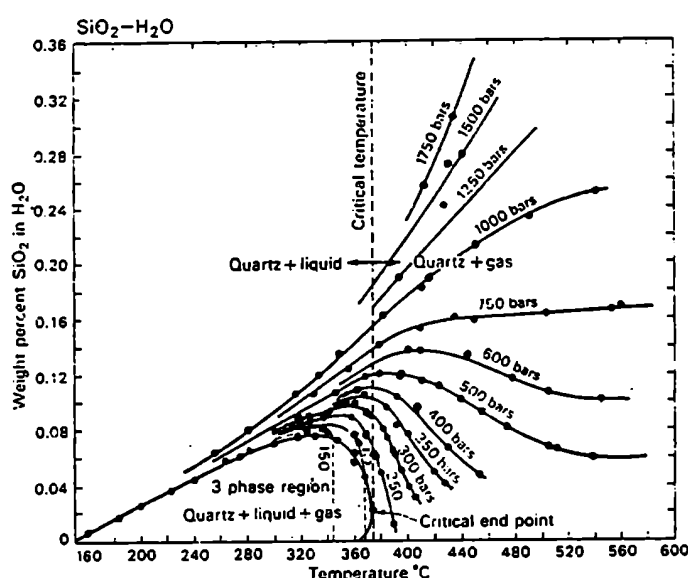


Fig. 104: Solubilidad del cuarzo en agua a temperaturas superiores a 560°C y presiones mayores de 1750 bars (de Kennedy, 1950).

11.6.5. Presión - Temperatura - NaCl

Según Cathelineau (1986) a cualquier presión, la solubilidad del cuarzo en agua pura depende de cambios en la temperatura. Para soluciones más concentradas, la disolución del cuarzo puede ocurrir como resultado del gran contraste entre la salinidad de los fluidos circulantes y la salinidad del fluido en equilibrio con la roca. En este caso, el rápido incremento de la solubilidad del cuarzo en fluidos más salinos, puede promover su remoción.

11.6.6. Alcalinidad - pH - CO₂

Quartino et al. (1985) estudiando una pegmatita en Amboy (provincia de Córdoba) atribuyen a soluciones alcalinas (alto pH) la disolución del cuarzo gráfico del microclino y el relleno simultáneo por calcita, de los huecos originados. Estas aguas han sido por lo menos sódico-cálcico-bicarbonatadas, de acuerdo con la precipitación de calcita.

Maisonneuve et al. (1984) consideran que la disolución del cuarzo en las episienitas es, en realidad, un proceso de "corrosión alcalina". Dicha

corrosión sería producida por la acción de una solución alcalina originalmente rica en CO_2 (proveniente del circuito hidrotermal profundo). Durante el ascenso hacia la superficie, la disminución de la presión provoca la liberación del CO_2 con precipitación de carbonatos. Así, la solución evolucionaría hacia términos bicarbonatados sódicos con pH 9,5 a 10 que es capaz de disolver cuarzo.

En oposición a estas teorías surge el hecho de que no hay, ni se han encontrado menciones, de depósitos carbonáticos en el área. Las inclusiones fluidas del cuarzo de las episienitas contienen CO_2 en una concentración molar que varía de 30% para las de Los Gigantes a 100% para las de Don Alberto; mientras que las de La Negra y Los Riojanos no poseen CO_2 en las inclusiones fluidas. Pero, en Los Gigantes, el porcentaje de inclusiones fluidas con CO_2 no supera el 2% del total de inclusiones, mientras que en Don Alberto pueden llegar hasta el 15%. Sin embargo, esta escasez de inclusiones fluidas con CO_2 debe ser tomada con cautela ya que este cuarzo es, en parte, secundario, por lo cual, los fluidos entrampados no testimonian el proceso de disolución del cuarzo magmático. En los granitos, o roca fresca, es mayor el contenido de CO_2 de las inclusiones fluidas, llegando hasta un máximo de 70% con respecto al total de inclusiones fluidas en el granito de Los Riojanos, con un 27% de concentración molar; y un mínimo de 10% en el granito de Los Gigantes, con 7,04% de concentración molar. La pregunta sería entonces, ¿por qué no hubo corrosión alcalina del cuarzo en estos granitos?. Es indudable que han influido otros factores, o bien la disolución del cuarzo en las episienitas no fue por ataque de soluciones alcalinas originalmente ricas en CO_2 .

11.6.7. Alcalinidad

Podría considerarse el efecto de soluciones alcalinas, sin relación con un proceso previo de pérdida de CO_2 . Al respecto, Hall et al. (1988) estudiando una alteración hidrotermal en el desierto de Mojave encuentran, en la porción alterada de un granito albitizado, que el cuarzo magmático primario ha sido disuelto dando una textura miarolítica. Atribuyen la disolución del cuarzo, a la acción de los fluidos albitizantes. Es necesario considerar, que la relación $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ de sus rocas es mucho mayor

que en este caso. Los autores no aclaran cual es el mecanismo físico-químico por el cual se disuelve el cuarzo.

11.6.8. pH, Salinidad, Temperatura, etc.

Kamiya et al. (1974) estudian la velocidad de disolución de cuarzo pulverizado en soluciones ácidas. Extraen las siguientes conclusiones:

1- La velocidad de disolución para pH desde 2 hasta 4,2 aumenta con el agregado de NaCl, más notablemente para pH aproximado a 4.

2- Por debajo de pH 2 el NaCl no produce ningún efecto notable.

3- Con aumento en la concentración de Cl^- , el aumento en el valor del pH y la elevación de la temperatura aceleran la velocidad de disolución de la sílice (fig. 105).

4- Las moléculas de agua tienden a actuar como ligantes con un número de cationes con los que forman complejos. Iones como el Cl^- y SO_4^{2-} que son abundantes en soluciones hidrotermales, son también ligantes. Por esta razón, aquellos autores sostienen que es lógico pensar que se comporten como las moléculas de agua. De este modo, los iones Cl^- y SO_4^{2-} , como catalizadores, promueven la ruptura de uniones químicas de minerales originales, lo cual debería facilitar el reordenamiento a estructuras más estables bajo nuevas condiciones.

11.6.9. Salinidad - pH - H_2O

Por otra parte, Brady y Walther (1989) sostienen que la velocidad de disolución es controlada por reacciones en la superficie mineral.

En soluciones acuosas diluidas los reactivos involucrados en la hidrólisis de los silicatos son, probablemente, H^+ y OH^- o sus equivalentes adsorbidos, ya que las velocidades de reacción son, a menudo, fuertemente dependientes del pH de la solución.

Hay proporcionalidad directa entre la velocidad de disolución del cuarzo y la concentración en la superficie, de sitios negativamente cargados, a altos pH (en: Brady y Walther, 1989).

Las uniones Si-O son polarizadas y debilitadas debido a la presencia de $\geq \text{Si-O}^-$ en la superficie. Esta unión Si-O debilitada, junto con cualquier molécula de agua pegada, se considera como el inicio de la disolución del cuarzo con pH superior a 8.

Estos autores no creen que los álcalis contribuyan a cargar la superficie, debido a que reaccionan muy lentamente. Presentan las velocidades de disolución de varios silicatos, a pH 8, en función de los potenciales de las uniones oxígeno, y obtienen un ordenamiento similar a la secuencia de meteorización superficial de Goldich (1938, en Brady y Walther, 1989) para los minerales formadores de rocas.

Las experiencias son realizadas a 25°C, pero suponen que, a elevadas temperaturas, el comportamiento es similar para todos los minerales.

11.6.10. CO₂

Por otra parte, la figura 1 de Sharma (1970) (fig. 106) muestra que la precipitación de sílice en forma de cuarzo, disminuye con el aumento de la presión parcial del CO₂.

11.6.11. Resultados Experimentales: Discusión

Las máximas Th entre fases acuosas, registradas en las **episienitas** son de 302 y 301,3°C (Don Alberto y Los Gigantes, respectivamente) aunque la mayor frecuencia de datos, llega como máximo hasta 200 y 230°C (226,2°C). En gran parte de los casos se trata de i.f. primarias en cuarzo

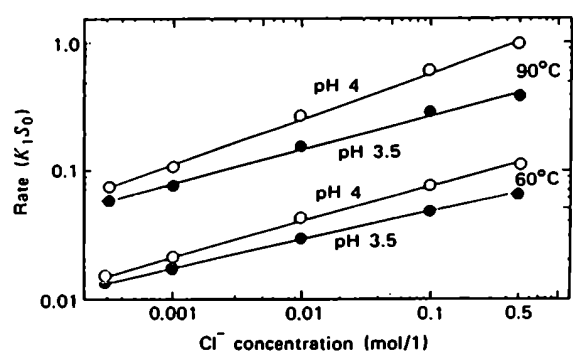


Fig. 105: Velocidad de disolución en función de la concentración (de Kamiya et al., 1974)

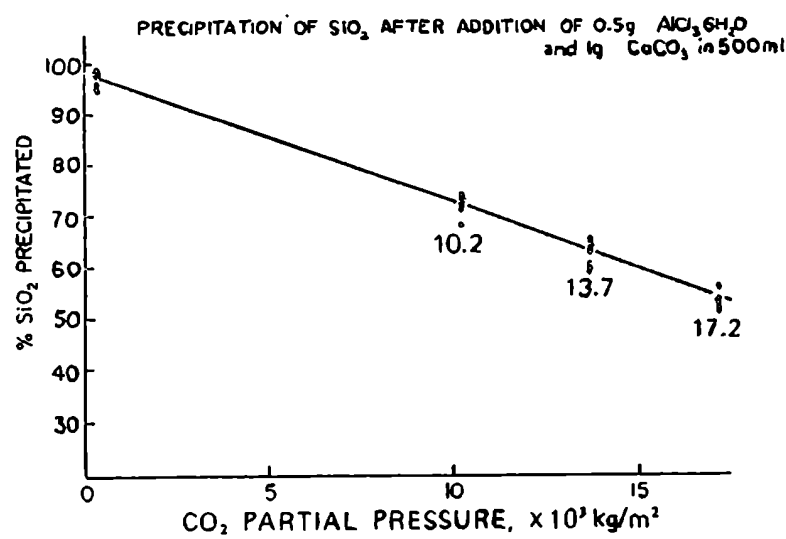


Fig. 106: Remoción de sílice del agua de mar y agua destilada conteniendo sílice (50-80 ppm) con y sin arena, con 2 ppt de carbonato de calcio y 1 ppt de cloruro de aluminio, bajo presión de CO₂ (de Sharma, 1970).

secundario. Son dispersos y escasos los datos hasta las máximas temperaturas (2 ó 3 como máximo, líneas punteadas en el cuadro II). La homogeneización H_2O-CO_2 de las episienitas de Los Gigantes se produce entre 324 y 326,7°C. Este hecho, junto con observaciones microscópicas, permiten concluir que, en ocasiones, la disolución del cuarzo magmático no fue total (por ejemplo en la episienita de Don Alberto).

Por otra parte, en los **granitos**, incluido el **pegmatoide** de Los Riojanos, las máximas Th se ubican en 339,2°C (granito Los Gigantes); 371,8°C (pegmatoide Los Riojanos) y 341,5°C (granito Los Riojanos). No se considera el granito de Don Alberto ya que las i.f. acuosas son de neto origen secundario y, posteriores a la episienitización. En particular, en el pegmatoide, el tratamiento estadístico de las Th ha permitido distinguir dos subpoblaciones de datos, una de ellas (la de mayor temperatura) denominada subpoblación B, contiene registros entre 299,5 y 371,8°C, con una media de 317,6°C; o bien, se pueden considerar tres subpoblaciones de las cuales, las dos de mayor temperatura estarían relacionadas con el proceso de disolución del cuarzo en las episienitas: (B)= 371,8 a 289,3°C y (C)= 289,3 a 197,7°C (esta última, probablemente mezcla).

La pregunta sería, entonces: si en ese intervalo de T (226-371°C) tomado en líneas generales, de 230 (máxima Th en las episienitas) a 370°C (máxima Th en los granitos), la sílice (en forma de cuarzo) fue estable en los granitos y pegmatoide de manera que pudo recrystalizar luego de una microfracturación (o cristalizar) atrapando, como i.f., fluido circulante; ¿por qué no existe registro de este fluido en el cuarzo de las episienitas?. La respuesta más directa y corroborada por los estudios microscópicos, es que el cuarzo de las episienitas es secundario, no existe prácticamente cuarzo magmático. Pero hay cuatro opciones referidas a la presencia o ausencia del cuarzo magmático de las episienitas:

1- Nunca hubo cuarzo magmático en las episienitas. O sea, las condiciones físicoquímicas fueron tales que el cuarzo nunca pudo precipitar. Esta hipótesis no debería descartarse completamente a pesar de que se han encontrado posibles relictos de cuarzo primario en las episienitas. El mecanismo de episienitización propuesto considera que el proceso comenzó

cuando la masa granítica estaba finalizando su cristalización. En tal situación podría suceder que, en algunos sectores del batolito, el cuarzo no hubiera precipitado aún. La posición marginal y cuspidal de los cuerpos episieníticos, dentro del batolito (al menos los que se conocen hasta ahora), llevaría a suponer que, justamente en estas zonas, el cuarzo ya habría cristalizado. Al hablar de los últimos estadios de cristalización se hace referencia específica a los sectores estudiados, niveles superficiales, marginales o no, del batolito.

2- El cuarzo magmático sí precipitó en las episienitas pero no hubo circulación de fluidos en ese intervalo de T. Esta hipótesis sería bastante difícil de aceptar por dos motivos: a) la escasez de cuarzo en las episienitas y b) en las etapas finales de la cristalización de un magma granítico tiene lugar la mayor actividad de los fluidos.

3- Cristalizó el cuarzo magmático, posteriormente sufrió microfracturación con atrape de fluidos en un intervalo de T comprendido entre 230 y 370°C pero fue disuelto luego. Sería imposible considerar esta teoría ya que a partir de 230 y hasta menos de 100°C hay i.f. primarias en el cuarzo de las episienitas.

4- El cuarzo magmático cristalizó a T comprendidas entre 450 y 350°C probablemente. Sufrió microfracturación con atrape de i.f. entre 350 (370) y (230) 200°C en los granitos; en las episienitas, la presión generadora de la microfracturación del cuarzo, fue de mayor magnitud y probablemente su acción fue también más duradera, a la vez que se sumaban otros factores. De tal manera luego de fracturado, el cuarzo no pudo recrystalizar (sí en los granitos) sino que, por el contrario, fue disuelto.

11.6.11.1. Temperatura

Optando por esta última hipótesis, las inclusiones primarias en cuarzo de los granitos dan información sobre su T de cristalización. Este proceso habría ocurrido a una T mínima entre 350 y 370°C. Las inclusiones secundarias en granitos y pegmatoides dan información acerca de la T de disolución del cuarzo ya que la alta P reinante en zonas localizadas

produjo, además de la disolución del cuarzo (in situ), fracturación en zonas aledañas generando el atrape de i.f. de origen secundario (o pseudosecundario) en el cuarzo. Sin embargo, no sería posible diferenciar las dos etapas propuestas sobre la base de las Th de las i.f.. La primera etapa se produjo hacia el fin de la consolidación del granito, mientras que los procesos que forman parte de la segunda etapa, tuvieron lugar cuando ya había finalizado la cristalización del magma.

La mayor frecuencia de Th en granitos y pegmatoide se encuentran a partir de los 200 y hasta 350°C. El límite inferior es más o menos variable según la muestra. La máxima Th de las i.f. en cuarzo secundario de las episienitas es la mínima T para el proceso de episienitización y coincide con el límite inferior de los datos más frecuentes de los granitos.

Se puede concluir que el proceso de disolución del cuarzo comenzó alrededor de los 370°C y finalizó no más allá de los 200 ó 230°C, según la muestra. El límite superior podría llegar hasta 400°C (cuadro II). Al respecto, es oportuno mencionar que Lira (1985) concluye que el microclino se ha formado, como máximo, a 400°C y el gráfico de triclinicidad efectuado por este autor, indica T más cercanas a los 300°C. El metasomatismo potásico y el metasomatismo sódico son tardíos, posteriores a la cristalización del cuarzo magmático. Giménez de Patiño (1989) propone una etapa principal para el metasomatismo potásico, hacia el final de la cristalización del granito de Achala. Giuliani y Cheilletz (1982) sostienen que la albitización y microclinización son contemporáneas con la disolución del cuarzo. Cathelineau (1986) diferencia tipos de alteraciones según el proceso que acompañe o se combine con la disolución del cuarzo: albitización, microclinización o nada.

Según Leroy (1978) no es posible dar con mayor precisión la temperatura del proceso de episienitización feldespática, determinando un intervalo de T de 350 a 400°C sobre base mineralógica.

11.6.11.2. Presión

Volviendo al mecanismo de formación de las episienitas propuesto anteriormente, durante las dos etapas, la presión fue elevada (aunque de diferente origen), favoreciendo la disolución parcial o total de la sílice o bien impidiendo su precipitación.

11.6.11.3. Temperatura, Presión, Salinidad: Solubilidad de la Sílice

Para las rocas de Los Gigantes se trazaron las isocoras del granito para 7, 5 y 3% eq. NaCl (fig. 107) según los datos de Potter y Brown (1977) con las densidades calculadas por el gráfico de Ahmad y Rose (1980) (fig. 17). Si se considera una T de 350°C para el fluido atrapado en los granitos y relacionado con el comienzo de la disolución del cuarzo en las episienitas, la presión de atrape (Roedder y Bodnar, 1980) es de 2000 bars (para 3% eq. NaCl) y 1750 bars (para 5% eq. NaCl)¹. Si se considera un régimen de P litostática (para el granito) aquel valor equivale a 6670 y 5830 m de profundidad, respectivamente (densidad de la roca= 3 g/cm³). Pero, si el régimen de P en las episienitas es hidrostático, a esa profundidad, la P sería de 600 y 525 bars, respectivamente (considerando densidad de la solución= 0,9 g/cm³). Como en el mecanismo de formación de las episienitas se ha propuesto la acción de presiones elevadas, debemos asumir que, **durante la primer etapa, cuando la P litostática (Pl) es mayor que la P hidrostática (Pf), la P es mayor o igual a 2000 bars (valor de la P en el granito) y durante la segunda etapa (Pf mayor que la Pl), la P es mayor o igual a 600 bars.**

Según datos de Fournier et al. (1982) una solución 0 molal en NaCl a 350°C y 500 bars de P tiene 1084 mg de sílice disuelta por kg de solución, y una solución 2 molal en NaCl a la misma T y P tiene 1074 mg/kg. El

¹Para 7% eq. NaCl, la P= 900 bars, pero la solución con esta concentración salina es previa a la episienitización, o sea, es anterior a la elevación de la presión.

Fig. 107

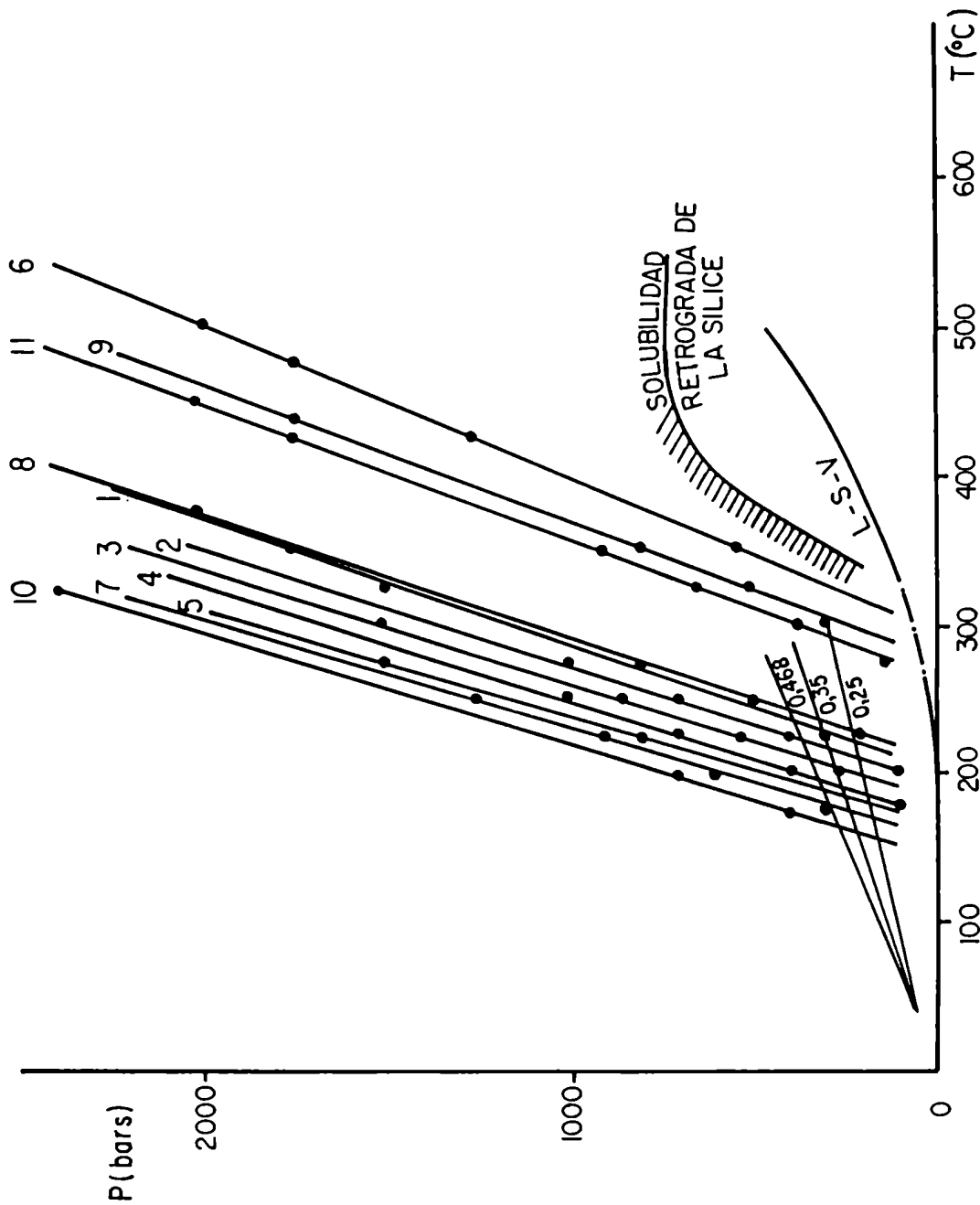


Fig. 107: Referencias de las isocoras

- 1- 5% NaCl; 0,90 g/cm³ - Granito Los Gigantes
- 2- 3% NaCl; 0,90 g/cm³ - Granito Los Gigantes
- 3- 3% NaCl; 0,91 g/cm³ - Episienita Don Alberto
- 4- 1% NaCl; 0,91 g/cm³ - Episienita Los Gigantes
- 5- 5% NaCl; 0,95 g/cm³ - Granito Don Alberto
- 6- 3% NaCl; 0,72 g/cm³ - Pegmatoide Los Riojanos (subpoblación B)
- 7- 1% NaCl; 0,92 g/cm³ - Episienita Los Riojanos
- 8- 3% NaCl; 0,87 g/cm³ - Pegmatoide Los Riojanos (subpoblación A)
- 9- 25% NaCl; 0,99 g/cm³ - Granito Los Riojanos
- 10- 3% NaCl; 0,95 g/cm³ -
- 11- 7% NaCl; 0,83 g/cm³ - Granito Los Gigantes (contacto)

L-S-V: curva líquido-sólido-vapor, solución acuosa 27,53% NaCl (datos de Haas, 1976)

gráfico de la figura 108 (Holland, 1967) de solubilidad del cuarzo en agua, indica que a 350°C y 0,5 kb, una solución tiene aproximadamente 100 mg de SiO_2 /kg; a igual T y 1000 bars de P tiene 1258 mg sílice/kg solución; a 2000 bars, 1600 mg sílice/kg solución y a 3 kb, 1778 mg sílice/kg solución.

El fluido entrampado en el cuarzo de las episienitas estaba a 210-220°C cuando la Pf había descendido a 525-600 bars (isocora n°4, fig. 107). En este momento comenzaba la reprecipitación de la sílice en solución, con atrape de i.f. primarias (en cuarzo secundario). De acuerdo con el gráfico de la figura 108, a 250°C y 500 bars la solubilidad de la sílice ha descendido a 446 mg/kg; y a 200°C (e igual P) hay 302 mg/kg de sílice en solución. Esto prueba que, efectivamente, durante la disolución del cuarzo, la P fue mayor a 600 bars.

Para la secuencia de la manifestación Los Riojanos se ha considerado que el proceso de disolución de la sílice se produjo entre 200 y 350°C. Excepto por un solo dato, no hay, en el granito, i.f. que homogeneicen entre 200 y 310°C. Pero, debido a la escasez general de i.f. en esta muestra, no deberían hacerse especulaciones por la ausencia de aquel fluido. Para estas muestras las isocoras también se trazaron de acuerdo con las tablas de Potter y Brown (1977) (fig. 107). (No se han graficado las isocoras del granito ni de la porción de mayor T del pegmatoide porque no se cuenta con suficientes datos de salinidad). Si se considera que el comienzo de la episienitización se produjo alrededor de los 350°C, sobre la isocora de la subpoblación A del pegmatoide, se obtiene una P litostática de 1750 bars, lo que significa una profundidad de 5830 m. Para un régimen de P hidrostática, tal como se propuso para la segunda etapa de la formación de las episienitas, a esa profundidad se tendrían 507 bars (densidad de la solución= $0,87 \text{ g/cm}^3$). La isocora que representa el fluido entrampado en la episienita indica que, a esa P le corresponden 195°C, temperatura a la cual comienza el atrape de i.f. primarias en el cuarzo secundario (196,5; excepto por un dato de 233,8°C) o sea, prácticamente, la T de recristalización de la sílice. Por lo tanto en las zonas episienitizadas, la P habría sido mayor a 507 bars y mayor o igual a 1750 bars, en cada etapa.

Según el gráfico de Holland (1967) (fig. 108) a 350°C y 2000 bars de P existen en 1 kg de solución, 1600 mg de sílice.

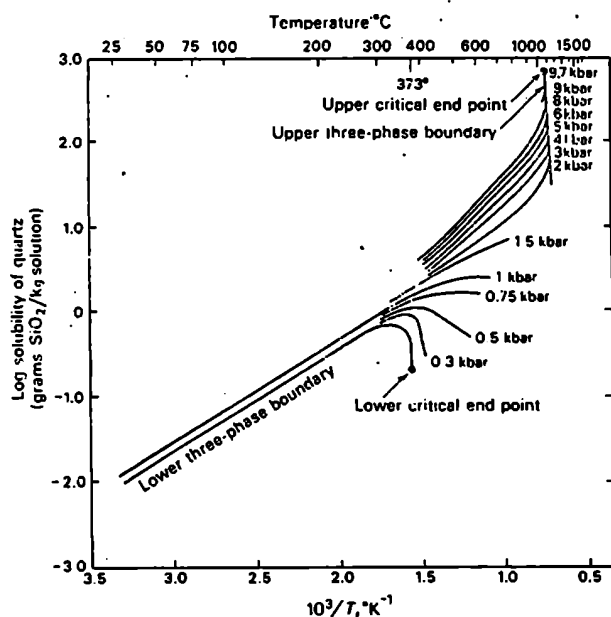


Fig. 108: Diagrama de solubilidad de cuarzo en agua (Holland, 1967)

11.7. CONCLUSIONES: PROPIEDADES P-T-X DE LOS FLUIDOS E INFLUENCIA DE LA PRESION EXTERNA

De acuerdo con la evolución de los fluidos en el campo P-T-X, el proceso de episienitización y, en particular, la disolución del cuarzo, debió originarse por la circulación de fluidos con CO₂ en momentos en que cambios en la presión generaron mezcla o desmezcla de los fluidos CO₂-H₂O-NaCl.

Por otra parte, se ha visto que para presiones de 500-600 bars (Pf) y 1750-2000 bars (Pl) y considerando fluidos H₂O-NaCl con diferente salinidad (sin CO₂), habría solubilidad de sílice.

De acuerdo con Sharma (1970) al aumentar la P parcial del CO₂, aumenta la solubilidad del cuarzo. La acción conjunta de alta P y presencia de CO₂ contribuye a la disolución del cuarzo.

La ausencia de calcita precipitada, como evidencia de la evolución de un fluido originalmente rico en CO_2 hacia un fluido alcalino, no debe ser impedimento para considerar la influencia del CO_2 en este proceso. La escasez de calcita puede responder a varias causas como ser, posterior disolución o inhibición de su precipitación, ya que la plagioclasa es fundamentalmente sódica. Cathelineau (1986) justifica la presencia de calcita en sitios de cuarzo lixiviado, por la alteración de plagioclasa cálcica.

Por otra parte, independientemente del contenido en CO_2 , la presencia de NaCl y/o H_2O contribuye, en pH altos y bajos, respectivamente, a la disolución del cuarzo (Kamiya et al., 1974; Brady y Walther, 1989).

Concluyendo, la episienitización y en especial, la disolución del cuarzo debe haber comenzado por una elevación en la P externa (hidrostática y litostática), a la vez que circulaban fluidos de composición H_2O -NaCl- CO_2 , probablemente de origen magmático y cuyas propiedades de miscibilidad-inmiscibilidad variaron por cambios en la P. Este hecho se produjo justamente en el comienzo de la disolución del cuarzo (aproximadamente 375°C) y en algunos casos fue acompañado por cambios en la salinidad.

En síntesis, de acuerdo con lo expuesto, no existió una causa única que promoviera la disolución del cuarzo, sino que fue la acción conjunta y encadenada de la P externa y las propiedades P-T-X de los fluidos.

11.8. OTROS CUERPOS EPISIENITICOS

Leroy (1978) determina por vía mineralógica una temperatura de 350 a 400°C para la episienitización feldespática en los depósitos de uranio de Margnac y Fanay en el oeste del Macizo Central Francés. Sus estudios microtermométricos indican temperaturas de 250 a 320°C y salinidad de 3 a 12% eq. NaCl, para la etapa de episienitización feldespática. Este intervalo corresponde a temperatura de homogeneización y su valor es menor que la temperatura de la solución.

Cathelineau (1986) considera que la disolución del cuarzo es la más frecuente de las alteraciones que afectan a los granitoides peraluminosos del cinturón Variscico, especialmente en zonas de ciza. Según este autor, la disolución del cuarzo y el reemplazo de minerales son controlados, principalmente, por procesos químicos y en su opinión, la tectónica carece de importancia como causa de esta alteración. Las inclusiones fluidas secundarias en el granito adyacente al granito alterado indican temperaturas de 250 a 400°C, con más frecuencia de 300 a 350°C, presiones de 0,3 a 1,8 Kb, baja salinidad (0 a 10% eq. NaCl) y ausencia de CO₂ para los fluidos responsables de la alteración. Sin embargo, Cathelineau (op. cit.) opina que estos parámetros no corresponden a la parte de mayor T del proceso. En diferentes cuerpos se han obtenido los siguientes datos (en Cathelineau, op. cit.):

Localidad	Fluido	%NaCl (en peso eq.)	Th (°C)
Les Bombes	H ₂ O	10-15	350-420
St. Chely Albitita	H ₂ O	0-2	280-340
St. Chely Albitita cloritizada	H ₂ O	0-4	240-330
Margnac	H ₂ O	3-12	250-320
Margnac	H ₂ O	3-14	230-315
Bernardan	H ₂ O	0-6	200-370
Hyverneresse	H ₂ O	0-7	300-380

Según diferentes estudios (Cathelineau, op. cit.) las soluciones responsables de la cloritización, albitización y lixiviación de cuarzo son generadas por fluidos de similar composición y de origen meteórico.

De acuerdo con el tipo de alteración que predomine, Cathelineau (1987) clasifica cuerpos episieníticos de Francia y Portugal. De esta manera, discrimina el tipo I representado por el cuerpo episienítico de Les Pierres Plantées-Margeride donde la pérdida de cuarzo es el proceso dominante. El tipo II A es definido en Les Bombes (Macizo de Mt. Lózere), por una fuerte albitización (plagioclasa o microclino) que acompaña a la pérdida de cuarzo; mientras que el tipo II B es una combinación de albitización y pérdida de cuarzo con alteración clorita-albita y está bien representada por alteraciones del granitoide St. Chely.

Con anterioridad (Cathelineau, 1985) definió los tipos generales, aunque no todos importantes en cuanto a las mineralizaciones. El tipo I A está caracterizado por procesos isoquímicos, excepto para la sílice (episienitas del granito Grandieu). Se definen subtipos de acuerdo con los minerales neoformados (cuarzo, albita, adularia o muscovita). El tipo II, en cambio, se define por una albitización dominante; el tipo III, con metasomatismo potásico (microclino y adularia) y el tipo IV con formación de asociaciones feldespáticas-micáceas.

Cathelineau (1985) concluye que en la episienitización actúan fluidos acuosos de origen meteórico, con temperaturas moderadas (250 - 450°C), con carácter tardío respecto de la cristalización del granito y en relación con fases de fracturación. Posteriormente (Cathelineau, 1986) establece que no hay relación entre fluidos convectivos o tardío-magmáticos asociados con el enfriamiento del granito y la alteración. Se debe distinguir entre lixiviación hidrotermal del cuarzo y el metasomatismo alcalino asociado y; los procesos neumatolíticos a deutéricos.

En un leucogranito peraluminoso de China, Maruejol et al. (1987) determinan dos grupos de fluidos a través del estudio microtermométrico de cuarzo residual en metasomatitas potásicas portadoras de uranio: a) 5 a 10% de fluido $H_2O + CO_2$ y b) 90 a 95% de fluido acuoso de baja salinidad (7,3 a 1,4% eq. NaCl) y Th de 200 a 175%.

11.9. COMPARACION DE RESULTADOS

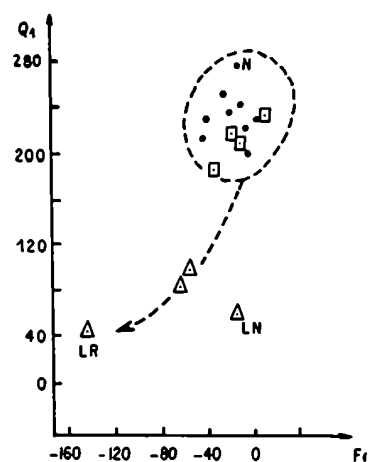
Los cambios químicos fundamentales para obtener una episienita son la pérdida de sílice y el metasomatismo sódico y/o potásico. Se puede representar la variación de estos elementos de acuerdo con las relaciones de Cathelineau (1985, modificadas de H. de La Roche). Este autor define dos parámetros:

$$Q1 = Si/3 - (K + Na)$$
$$F1 = K - Na$$

En la figura 109 se proyectan los valores para las episienitas de Los Gigantes, La Negra y Los Riojanos. De acuerdo con la evolución de la descuarcificación y con los cambios mineralógicos, los cuerpos estudiados coincidirían, en líneas generales, con los del tipo II A de Portugal (Cathelineau, 1985). La disolución del cuarzo comienza junto con la albitización; mientras que el K_2O permanece relativamente estable. Sin embargo y, coincidiendo con Cathelineau (1986) los huecos remanentes pueden ser rellenados posteriormente por cuarzo, lo que complica la interpretación ya que hay un nuevo aporte de sílice.

11.10. MINERALIZACION Y DESCUARCIFICACION

En la mayoría de los casos la disolución del cuarzo no tiene relación con la deposición de neominerales sino que ambos procesos son consecuencia o parte del fenómeno de episienitización. La disolución del cuarzo está relacionada con el metasomatismo sódico y/o potásico, particularmente con



REFERENCIAS

△ Episenitas de Los Gigantes, La Negra(LN) y Los Riojanos(LR)

LN y LR : Lira 1985

□ Granito → Tectonita

• Granito Fresco

N: Composición promedio, Nicolli et al. (1985).

Fig. 109: Relación Q_1 - F_1

$$Q_1 = Si/3 - (K + Na)$$

$$F_1 = K - Na$$

la albitización.

Durante las etapas iniciales de alteración las texturas originales, en general, se conservan (granitos en vías de episienitización). A medida que avanza la alteración se manifiestan cambios texturales que comprenden el reemplazo de minerales primarios y el relleno, por minerales autígenos, de los espacios dejados por la disolución del cuarzo.

En el cuadro II (página 183, parte superior) se indica la relación entre la temperatura de disolución del cuarzo y las temperaturas de precipitación de las diversas mineralizaciones hidrotermales y exógenas. Básicamente se establece el límite entre uno y otro proceso en 250°C, aunque el intervalo es flexible, variable de una zona a otra. Por debajo de los 250°C se habría producido la cristalización de anatasa, hematita, apatita, fluorita y minerales exógenos de uranio. Entre 120 y 200°C tuvo lugar un evento hidrotermal responsable de la precipitación de pirita-pechblenda.

12. GEOQUIMICA DEL URANIO

12.1. CONTENIDOS DE URANIO

Los contenidos de U total, expresado en ppm, se muestran en la tabla XIII. Las episienitas de Los Gigantes, el granito porfiroide de Los Gigantes y dos fracciones del granito de Los Riojanos (una cercana al contacto con la roca de caja, y otra aledaña a la faja episienitizada) arrojan los valores más altos, desde 89 a 163 ppm.

En el cuadro III (página 214) se presentan los porcentajes en forma gráfica, comparando con los resultados obtenidos por Lira (1987 a) para las episienitas de La Negra, Don Alberto y Los Riojanos.

TABLA XIII

<u>MUESTRA</u>	<u>%U ppm</u>
<u>Episienitas</u>	
Ep. L.G. Q1	150,0
Ep. L.G. Q2	149,0
<u>Granitos → Tectonitas</u>	
LR II (15 m)	7,0
LR III (25,40-25,70 m)	7,9
LR 15 (45,70-46,50 m)	10,4
LR XI (20,20-20,90 m)	5,9
<u>Granitos</u>	
LR VII (20,50 m)	163,0
LR 21 (121,80 m)	147,0
LR X (37,10-37,30 m)	28,0
LR I (29,40-29,50 m)	6,4
LR 3 bis (25,00-25,60 m)	3,9
LR 11 (32,60-33,10 m)	3,9
Gr. L.G.	89,0
<u>Gneis</u>	
LR 11 (56,50-57,10 m)	14,8

La abundancia de U en rocas intrusivas varía con el grado de diferenciación magmática y con la aparición de fluidos de la etapa tardía (en Guthrie y Kleeman, 1986). Alcanza mayor concentración durante la fase hidrotermal del ciclo magmático y en menor proporción se encuentra en la cristalización inicial y en la fase pegmatítica (en Toubes, 1978). En las rocas ígneas ácidas se ha estimado un promedio de 4 ppm de U (en Toubes, op. cit.).

Para el Batolito de Achala, en el área de Los Gigantes, Nicolli et al. (1975) encuentran valores que varían desde 1 a 240 ppm de U, siendo más frecuentes hasta 18 ppm, con un promedio de 4,9 para un total de 304 muestras. Por otra parte, Rapela (1982) obtiene un intervalo de 2,6 a 38,2 ppm de uranio en el granito del Batolito de Achala, con un promedio de 10,5; para un total de 9 muestras. Giménez de Patiño (1989) presenta datos de 4,0 a 6,8 ppm de U total en el granito de Achala.

Si, además, se consideran los contenidos en U presentados en el cuadro III, se concluye que los granitos analizados son ricos en U, superando, en la mayoría de los casos, el valor promedio calculado para rocas ígneas ácidas.

Para la manifestación Los Gigantes el contenido en U total se incrementa con el grado de alteración de la roca, pasando de 89 ppm en el granito porfiroide a 149 y 150 en las episienitas. En la manifestación Los Riojanos, Lira (1987 a) encuentra un aumento en los contenidos de U fijo con el grado de alteración de la roca. En el cuadro III pueden notarse estos cambios.

Exceptuando dos muestras de granitos de Los Riojanos las rocas más ricas en U son las episienitas. Este hecho se explica por la mayor actividad de los fluidos hidrotermales que promueve la concentración de U en minerales de U o, por adsorción en neominerales. Por esta misma razón, en los granitos tectonizados los contenidos en U pueden disminuir ya que no ha habido recristalización completa.

12.2. CRISTALIZACION DE PIRITA-PECHBLENDA

Como se ha descripto reiteradamente, rocas cataclásticas de Los Riojanos y algunas de Los Gigantes alojan, en zonas sericíticas, cubos de pirita asociados a pechblenda. En particular, la microbrecha de la perforación LR ex VII (37,10-37,30 m de profundidad) y la cataclasita de la perforación LR ex 15; (44,90 m de profundidad) están atravesadas por venillas de unos pocos milímetros de espesor, constituidas por pirita y pechblenda. **Las inclusiones fluidas contenidas en cuarzo adyacente a una vena de la cataclasita de la perforación LR ex 15 indican valores de temperatura entre 120 y 200°C y una salinidad de 2 a 2,5% eq. NaCl (2,2%).** Lira (1983) se refiere a esta asociación indicando que es hidrotermal y de origen ascendente.

El par pirita-pechblenda aparece sólo en venillas a partir de donde difunde hacia la roca hospedante.

Quando las condiciones ambientales fueron oxidantes el par pirita-pechblenda precipitó como limonita pseudomorfa de pirita y minerales amarillos de U (por ejemplo en la episienita de Los Riojanos).

Pagel y Ruhlmann (1979) obtienen fluidos con 1 a 5% eq. NaCl y 199 a 242°C (promedio = 217°C) en inclusiones en calcita ligada a filones con pirita-pechblenda en un monzogranito. Para la asociación clorita-uraninita-anatasa obtienen igual intervalo.

Por otra parte, los resultados de Leroy (1978) en la mina Margnac (Francia) indican temperaturas de atrape elevadas (345°C) y fluidos complejos CO_2 -H₂O-NaCl que se desmezclan como consecuencia de un descenso de la presión. En función de sus experiencias establece una estrecha relación entre la alta concentración de CO_2 y la pechblenda, basada en el transporte del U como soluciones ricas en CO_2 . La precipitación del U a partir de esta solución habría ocurrido por ebullición de la solución con CO_2 . Leroy (op. cit.) opina que las venas estudiadas no responden a un modelo per-descensum.

Rafal'skii et al. (1963) demostraron que un agente reductor es transportado en solución con complejos U^{6+} y lo reduce a U^{4+} solamente cuando tales complejos son destruidos. Uno de los agentes reductores mas activos son los sulfuros, que dan origen a la asociación pirita-pechblenda.

Cathelineau (1983) efectúa un estudio de las filitas formadas en yacimientos de U de origen hidrotermal determinando una secuencia evolutiva según el tipo de asociación filítica. Una de las últimas etapas corresponde a la formación de caolinita que acompaña a la asociación pirita-pechblenda hollinosa y es el último evento hidrotermal antes de las alteraciones meteóricas.

El episodio de precipitación de pirita-pechblenda podría o no estar relacionado con la disolución, el transporte y la reprecipitación del U dentro del proceso de episienitización, y con la precipitación de hematita.

El medio de transporte del U puede haber sido como complejo en solución, acompañado por un sulfuro que actuó como agente reductor del uranilo, promoviendo el pasaje a U^{4+} y la precipitación de pirita-pechblenda.

Un medio alternativo de transporte podría ser como complejo carbonático, hecho que se comprobaría con la existencia de calcita. En primera instancia y, a pesar de no encontrar carbonatos precipitados, los análisis químicos demuestran que las rocas que poseen pirita son las más ricas en calcio.

Este sería un episodio hidrotermal no relacionado con el proceso de episienitización en sí mismo; probablemente forma parte del proceso o es una consecuencia del mismo, pero no lo caracteriza. El U sería derivado de la alteración del granito.

12.3. CICLO DEL URANIO

En los cuadros IV y V se ha resumido la distribución del U durante su ciclo geoquímico para el área de estudio.

Este elemento está contenido inicialmente en el granito en minerales principales de cristalización magmática como son la biotita y feldespatos; y en minerales accesorios como el circón y la apatita principalmente. También es posible su presencia en titanita, magnetita e ilmenita. Además, en algunas zonas el granito es portador de uraninita.

Diversos procesos entre los que se destacan la cataclasis en general, la muscovitización y cloritización, favorecen, aisladamente o en conjunto, la liberación de U, Ti y Fe de la biotita. La sericitización de los feldespatos también actúa como liberador de U. En ambos casos se trata de U^{4+} .

Por otra parte, Cuney y Friedrich (1987) indican que hay varios procesos que pueden alterar la estructura de los minerales accesorios resistentes lo cual permite la liberación del U. Tales procesos serían la metamictización, la trituración tectónica y la alteración hidrotermal.

La metamictización sería más importante en el caso del circón, no afectando a los fosfatos. Por otra parte, si la intensidad de la deformación es suficiente, los minerales pueden ser triturados a partículas muy pequeñas. Aunque este grado de trituración se ha observado en muy pocas ocasiones durante el desarrollo de este trabajo, parece importante tener en cuenta la corrosión y fracturación que afecta comúnmente a los cristales de apatita (ver Mineralogía: Apatita). Por esta razón y aunque Cuney y Friedrich (op. cit.) no incluyen a este mineral como uno de los accesorios refractarios que pueden ser más afectados por la deformación, se considera que en las rocas estudiadas, este proceso ha tenido activa participación en la liberación de U a partir de la apatita.

Finalmente, algunos fluidos hidrotermales pueden alterar los minerales accesorios refractarios (Cuney y Friedrich, op.cit.). Cathelineau (1987) concluye que la actividad del metasomatismo alcalino (sódico) está relacionado con la lixiviación de U, Th y tierras raras contenidos en uraninita, monacita (apatita) y en menor grado, circón, de granitos

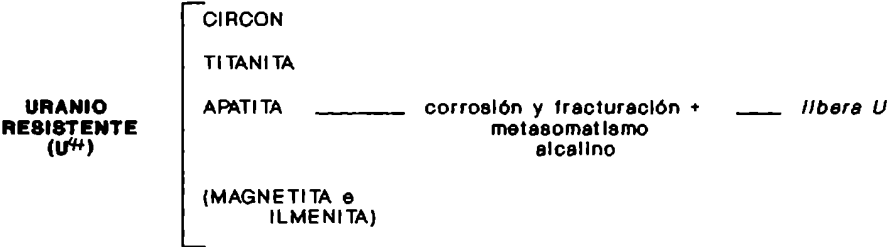
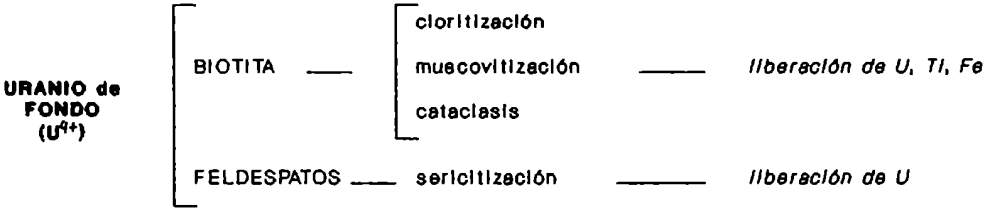
peraluminosos. Según Cuney y Friedrich (op. cit.) este tipo de alteración afecta grandes volúmenes de la corteza, por lo que la cantidad de U liberado puede contribuir a la formación de depósitos de U asociados con metasomatismo sódico (en: Cuney y Friedrich, op. cit.).

Este uranio (U^{4+}) liberado es recibido por arcillas y óxidos e hidróxidos amorfos de Fe, Mn y Ti que se distribuyen intersticialmente en la roca. La alteración hidrotermal favorece la formación de fases no cristalinas que aumentan la proporción de U intersticial, ya que las soluciones circulantes transportan U móvil (U^{6+}) que es retenido por adsorción y por intercambio iónico, concentrándose en agregados de óxidos de Fe íntimamente asociados con minerales arcillosos (Guthrie y Kleeman, 1986). En los casos en que se produce neomineralización por hidrotermalismo, el U queda contenido en anatasa y probablemente también en hematita (con pH entre 5 y 8,5; según Hsi y Langmuir, 1985).

En algunos sectores, se registra, además, un hidrotermalismo responsable de la cristalización de la asociación pirita-pechblenda (con Eh < 0), entre 120 y 200°C, según los resultados del estudio microtermométrico de inclusiones fluidas.

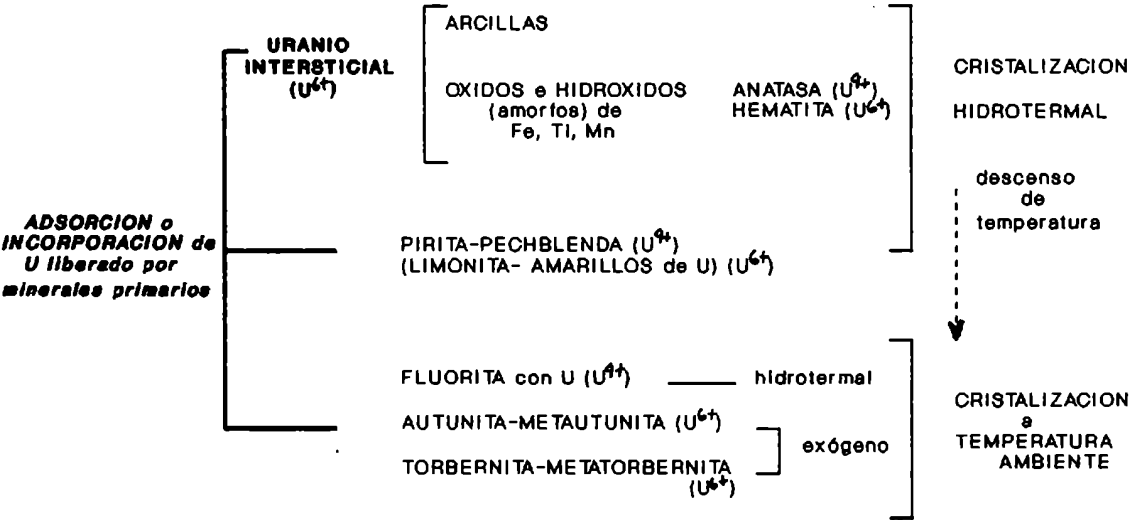
Finalmente, cristalizan las micas de U, autunita-metautunita y torbernitita-metatortbernitita, asociadas con fluorita, en ambiente exógeno, a temperatura ambiente.

CUADRO IV
CICLO DEL URANIO: PRIMARIO
(cristalización magmática)



(U⁴⁺) URANINITA (PECHBLENDA)→alteración→GUMMITA
y URANOFANO (secundarios) (U⁶⁺)

CUADRO V
CICLO DEL URANIO: SECUNDARIO
(cristalización hidrotermal y exógena)



12.4. TRANSPORTE Y REPRECIPITACION DEL URANIO

Nicolli et al. (1972) refiriéndose al origen de la autunita y metautunita en el área de Los Gigantes, indican que el PO_4^{3-} en medio ácido o neutro se comporta como un agente de precipitación del UO_2^{2+} . Encuentran un aumento en el contenido de P_2O_5 proporcional al aumento en la concentración de U, concluyendo que el P puede tener fundamental importancia en la precipitación del UO_2^{2+} . La presencia de autunita y metautunita como pátina en fracturas y diaclasas de casi todas las rocas estudiadas, parece corroborar esta hipótesis. Por otra parte, se ha encontrado torbernita-metatorbernita en algunos sectores del batolito de Achala, particularmente en el área del yacimiento Schlagintweit (ver minerales de uranio).

En la figura 110 se ha graficado la relación U total (en ppm) versus P_2O_5 (en porcentaje en peso). Si bien no existe una tendencia definida, ni por manifestación uranífera, ni por grado de alteración de la roca, sí se puede comprobar que gran parte de las rocas ricas en uranio lo son también en P_2O_5 . Giménez de Patiño (1989) también encuentra buena correlación entre U y P_2O_5 , por lo cual deduce que la concentración de U está controlada de un modo efectivo por el contenido de apatita en las rocas de un sector del batolito de Achala.

Lira (1985) encuentra valores de 88,6 a 147,2 ppm de U total en enclaves de segregación granítica temprana. El U está contenido en uraninita, apatita y biotita. Asimismo, estas rocas son las más ricas en P_2O_5 , con 3,85% (para 88,6 ppm de U) y 6,66% de P_2O_5 (para 115,9 y 147,2 ppm de U total).

Por otra parte, Lucero et al. (1972) proponen, para el área de Los Gigantes, que las soluciones mineralizantes probablemente fueran complejos alcalinos y/o carbonatados, portadoras del U proveniente de granitos de la zona. La intensa fracturación que afecta a estas rocas habría facilitado la liberación del fósforo de la apatita (mineral accesorio relativamente importante en cuanto a su abundancia). La solución continuó circulando y la concentración del fósforo llegó a su saturación, produciendo la

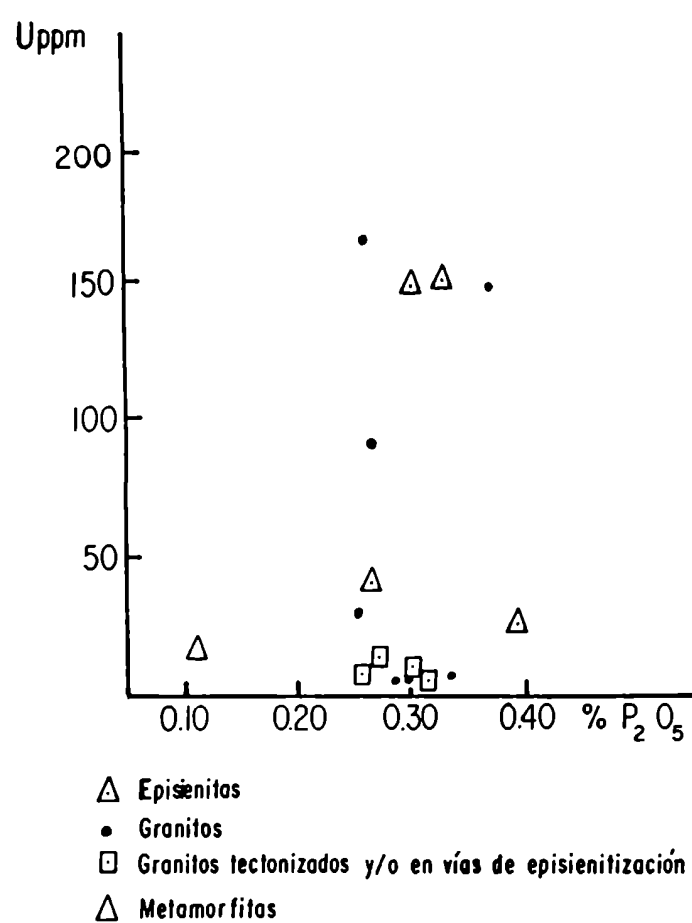


Fig. 110: Relación U (ppm) en roca total versus porcentaje de P₂O₅ (en peso).

precipitación del uranio como fosfato uranocálcico.

Cathelineau (1987) presenta las condiciones de solubilidad de algunos minerales accesorios de granitos peraluminosos, proceso causado por alteración hidrotermal. Uno de los minerales considerados es la apatita. Las condiciones de inestabilidad de los minerales serían las siguientes (Cathelineau, op. cit.):

- 1- Temperatura de alteración de la roca = 350 - 450°C
- 2- Fluidos acuosos de baja a mediana concentración en NaCl
- 3- Ausencia de fluidos carbónicos
- 4- Ausencia de carbonatos precipitados, lo que indica baja $\Sigma \text{CO}_2 + \text{CO}_3^{2-}$.
- 5- Alta actividad del F^- y del HPQ^{2-} indicada por la abundante fluorapatita.

Durante la presente investigación se obtuvieron las siguientes condiciones de alteración de las rocas:

- 1- Temperatura de alteración = 230 - 370°C (hasta 400°C).
- 2- La concentración salina de las soluciones es baja (excepción 28% eq. NaCl, escasos registros).
- 3- Presencia de CO_2 entre 275 y 425°C más abundante en el área de Los Riojanos.
- 4- Ausencia de carbonatos precipitados.
- 5- Abundante apatita (fluorapatita).

Por otra parte, Cathelineau (op. cit.) indica que la fugacidad del oxígeno es alta, teniendo en cuenta la ausencia de sulfuros, magnetita u otros minerales de Fe, además de la hematita; la alta oxidación del Fe^{2+} y la cristalización de abundante hematita. Si bien, en las manifestaciones estudiadas se ha encontrado pirita, su presencia no invalida lo anterior, ya que su precipitación es posterior al proceso de alteración de la roca. Por otra parte, la cristalización de feldespatos autógenos y otros factores indican un pH neutro a levemente básico (Cathelineau, op. cit.). Lucero et al. (1972) mencionan que las aguas circulantes en el área de Los Gigantes son básicas.

La solubilidad experimental del U es significativamente mayor en soluciones con fosfatos que en agua pura u otras soluciones (Li^+ , CO_3^{2-} , etc) (en: Cathelineau, op. cit.). Además, la estabilidad de los complejos de U y fosfato aumenta con la actividad del ión PO_4^{3-} y con la temperatura, mientras que los complejos de carbonato parecen ser menos estables bajo tales condiciones. Todo esto conduce a Cathelineau (op. cit.) a sugerir un papel predominante para el transporte del U como complejos fosfáticos en fluidos con fosfatos, para baja $\Sigma \text{CO}_2 + \text{CO}_3^{2-}$. El PO_4^{3-} actuaría no sólo como ligante sino que también participaría en las reacciones de disolución de los minerales accesorios.

De acuerdo con lo expuesto, puede concluirse que complejos fosfáticos han actuado como transporte del uranio entre 230 y 400°C (y más probablemente entre 300 y 400°C); a la vez, se activaba la disolución por tectonismo, y quizá también por metasomatismo, de la apatita en el área de Los Gigantes. El posterior descenso de la temperatura ha favorecido la reprecipitación de la apatita y precipitación de autunita-metautunita. Al respecto, se ha indicado que Lira (1985) cita la presencia de apatita postgranítica, con muscovita y metatorbernita, en el granito porfiroide. Por otra parte, se mencionaron evidencias texturales de recristalización de apatita alojada en plagioclasa (episienita La Negra).

El CO_2 detectado en las inclusiones fluidas actúa durante la etapa inicial del proceso no afectando el estado y distribución del uranio al desencadenarse la episienitización, representada especialmente por la disolución del cuarzo. Su acción durante la episienitización, como transporte del uranio bajo la forma de complejo carbónico no ha sido efectiva (no hay carbonatos precipitados).

Un párrafo aparte corresponde al episodio hidrotermal que precipita pirita-pechblenda en venas. En este caso, y como ya se indicó, el transporte ha sido como complejo con sulfuros o con carbonatos.

13. DISCUSION

Como se desprende de esta investigación, el empleo de la técnica de la microtermometría de inclusiones fluidas aporta numerosos datos sobre parámetros fisicoquímicos ya sea en forma directa, a través de las determinaciones de las temperaturas de los cambios de fase en el relleno, o bien en forma indirecta, mediante la utilización de gráficos y tablas. Además, la observación detallada de las inclusiones fluidas en conjunto y del mineral o minerales huéspedes permite inferir una multitud de procesos.

Sin embargo, esta técnica no debe ser empleada en forma aislada ya que toda interpretación de los resultados perdería valor científico.

En lo que respecta al proceso de episienitización, comprende en primer lugar, la alteración de la roca granítica, y en segundo lugar, la neomineralización y la recristalización de otros minerales. El inicio del proceso está condicionado por la composición de la roca (granito peraluminoso), por la acción tectónica y por la existencia de metasomatismo sódico.

A partir de allí, los fluidos circulantes evolucionan de acuerdo con los cambios de presión, temperatura, salinidad y la concentración de CO_2 . Todo esto conduce a la formación de una roca porosa, pobre en cuarzo magmático, rica en feldespatos (fundamentalmente plagioclasa sódica) y con importantes neomineralizaciones como ser anatasa, hematita especular, minerales de uranio, etc.

No existe una causa única que promueva el desarrollo de la episienitización, sino que se debe a la acción conjunta y encadenada de una serie de factores. El proceso de episienitización involucra demasiadas transformaciones como para ser ocasionado por una sola causa.

Las zonas episienitizadas estaban aisladas, de alguna manera, antes de la episienitización ya que en La Negra y Don Alberto no hay megacrístales de microclino, aunque sí los hay en la roca granítica. En Los

Gigantes la roca más alterada es más pobre en megacristales de microclino. Probablemente, en estas zonas ya existían concentraciones importantes de plagioclasa ácida, por lo que el metasomatismo potásico no tuvo cabida.

Respecto del momento en que tiene lugar la disolución del cuarzo la relación entre sílice, Na y K indica que comenzó junto con la albitización. Las características texturales no siempre evidencian tal simultaneidad puesto que es muy común la cristalización de cuarzo secundario, que dificulta la interpretación de la cronología de procesos.

Referido al mecanismo de pérdida del cuarzo, se han analizado varias causas, que según diferentes autores son responsables de tal proceso. Sin descartar la acción de ninguna de ellas se plantearon, en principio, dos posibilidades respecto del momento de la pérdida del cuarzo en las episienitas: pudo haber sido disuelto o bien, no pudo cristalizar. Esta última hipótesis no ha sido totalmente descartada puesto que algunas muestras tienen caracteres texturales que conducen a suponer que nunca hubo cuarzo. Es decir, en el momento de su cristalización las condiciones fisicoquímicas pudieron haber sido tales que la sílice no fue estable en forma de cuarzo. Por otra parte, considerando que el cuarzo magmático sí tuvo oportunidad de cristalizar en las episienitas, ¿por qué no hay inclusiones fluidas con temperaturas de homogeneización entre 230 y 370°C, y sí las hay en los granitos sin alterar?. Evidentemente porque el cuarzo es secundario y su cristalización tuvo lugar por debajo de los 230°C.

Si se considera que la episienitización comenzó alrededor de los 350°C las isocoras de los fluidos involucrados en cada etapa indican que la presión litostática fue superior a 1750-2000 bars y la presión hidrostática fue igual o superior a 500-600 bars. La bibliografía sobre experiencias de laboratorio indica que las presiones y temperaturas consideradas, así como la salinidad calculada son suficientes para mantener sílice en solución. La disolución del cuarzo tiene que haber comenzado por una elevación en la P externa (hidrostática y litostática) mientras circulaban fluidos de composición compleja, quizá residuos magmáticos, cuyas propiedades de miscibilidad-inmiscibilidad variaban por cambios en la P, hecho que también tiene que haber influido en la concentración salina.

Finalmente, en el área de estudio están dadas todas las condiciones para que existan otras lentes episienitizadas, ocultas, con importantes concentraciones uraníferas. Particularmente, en los sectores ubicados entre fracturas, o cercanos a las mismas, es donde existe mayor probabilidad de encontrar cuerpos episieníticos. Además, los datos de temperatura y salinidad de fluidos relacionados con el proceso de alteración y con el hidrotermalismo, servirán como guía en la búsqueda de tales mineralizaciones.

También deben considerarse algunos sectores graníticos cercanos a las zonas episienitizadas con importantes concentraciones uraníferas.

14. RESUMEN

Litología

- El granito de Los Riojanos y el granito de Los Gigantes están afectados por tectónica que produce cataclasis que genera fajas de deformación, en ocasiones episienitizadas y portadoras de minerales de uranio.
- De acuerdo con el grado de deformación tectónica y de recrystalización, las rocas pueden agruparse en granitos frescos o sanos, granitos tectonizados en grado variable y en vías de episienitización, y granitos transformados o episienitas.

Mineralogía

- La escasez en las episienitas y la relación con las neomineralizaciones otorgan al **cuarzo** una importancia especial. Se identificaron al menos tres generaciones de cuarzo: 1) cuarzo de origen magmático, anhedral, con abundantes inclusiones aciculares de rutilo. Pocas veces muestra extinción relámpago; en cambio, es más frecuente la extinción ondulosa y fragmentosa. 2) El aumento de la cataclasis genera disolución por presión y posterior recrystalización in situ o migración de la sílice. Genera cuarzo con contactos poligonales, suturados o imbricados. Generalmente no contiene inclusiones de rutilo. 3) Crecimiento secundario del cuarzo que consiste en fragmentos elongados paralelamente al eje c.
- Para el granito de la manifestación Los Riojanos (facies no porfiroide) cristalizó en primer término la **plagioclasa albitica**; posteriormente hay **microclinización** y finalmente tiene lugar un proceso **albitizante** que produce rebordes en los feldespatos anteriores y pertitas entrelazadas.
- Las características texturales del granito porfiroide de Los Gigantes indican que actuó un importante proceso metasomático que generó **megacristales de microclino**. Estas evidencias son:
 - 1- núcleos de plagioclasa en cristales de microclino. Las maclas

según ley de Albita de ambos minerales son coincidentes.

2- antipertitas que indican el comienzo del reemplazo de la plagioclasa por el feldespato potásico.

3- el microclino genera pseudomorfismo alrededor de la plagioclasa.

4- la argilitización de la plagioclasa avanza con el grado de reemplazo.

5- la alta triclinicidad del microclino (Lira, 1985).

6- la macla según ley de Carlsbad no es evidencia de origen magmático del megacrystal ya que puede ser un carácter heredado de la plagioclasa reemplazada.

7- inclusiones de microclino en megacrystal de microclino.

8- las pertitas de los megacristales no pueden adjudicarse exclusivamente a exsolución. Probablemente son heredadas de un feldespato potásico de la matriz o son originadas por albitización.

9- la irregularidad en el desarrollo de la macla de Albita-Periclinio se atribuye al hecho de que el microclino se genera siguiendo la estructura de la plagioclasa.

10- el espacio necesario para el crecimiento de los megacristales es logrado por reemplazo de la plagioclasa preexistente, por asimilación e inclusión de minerales y por forzamiento.

- Según el área, predomina el metasomatismo potásico o la albitización.

- En Los Gigantes no es evidente el reemplazo de la plagioclasa por el feldespato potásico (producto del metasomatismo) porque la plagioclasa es más cálcica y dificulta tal proceso.

- Hay diversas evidencias texturales que indican que las zonas episienitizadas ya estaban aisladas antes del metasomatismo potásico (en algunas manifestaciones, las episienitas no contienen megacristales de microclino).

- La biotita muestra disminución de pleocroismo a medida que aumenta el grado de alteración y cataclasis; conjuntamente, aumenta la muscovitización. La cloritización es frecuente en los granitos de Los Gigantes y sólo ocasional en Los Riojanos. La cataclasis favorece la pérdida de Fe, Ti, U y otros elementos de la biotita, mediante la apertura

de los planos de clivaje. En las episienitas está ausente y es reemplazada por una mezcla de **sericita-clorita**.

- Hay **muscovita** primaria asociada con biotita.

- La **apatita** es un mineral accesorio muy abundante en los tres grupos de rocas, los cristales son prismáticos, de gran tamaño y comunmente están corroídos. Hay recristalización tardía de apatita. Además, hay apatita acicular de cristalización magmática y anterior a la prismática.

- En el área del yacimiento Schlagintweit hay **fluorita** y **autunita-metautunita** como relleno de diaclasas y tapizando superficies libres.

- La **hematita especular** se aloja en venillas, acompañada por cuarzo. Su cristalización tiene lugar durante la etapa hidrotermal, probablemente a partir de los 230-250°C. La hematita podría ser portadora de uranilo adsorbido. La oxidación de ilmenita por un proceso hidrotermal provocaría la formación de anatasa y hematita.

- La forma estable del óxido de Ti en episienitas es la **anatasa**; en los granitos el Ti está contenido en biotita, ilmenita, titanomagnetita, esfena y/o rutilo. El Ti proviene de la desestabilización de los minerales graníticos durante el proceso cataclástico-hidrotermal por soluciones con CO₂ y temperaturas entre 250 y 300°C. Es una de las neoformaciones producidas durante la episienitización. Se forma en medio acuoso, con salinidad de 2,6% eq. NaCl, entre 200 y 250°C. Es de origen hidrotermal. Puede estar intercrecida con hematita especular. Es probable que la anatasa sea portadora de U⁴⁺.

Cataclasis

- A medida que aumenta el grado de deformación los minerales graníticos muestran diferentes texturas características de tal proceso.

- La biotita es el primer mineral en ser afectado por la cataclasis a través de la aparición de microfracturas y flexuras que permiten la

liberación de Fe, Ti y U, entre otros, la formación de una mica muscovítica y, finalmente, la formación de una masa de mica fina de tipo sericítico. Por otra parte, también se produce una cloritización cuyo producto se asocia íntimamente con la sericita.

- El cuarzo adquiere extinción ondulosa, fragmentosa, en mortero, poligonización y sutura. La recristalización de planos de microfracturas produce el atrape de inclusiones fluidas.

- Las plagioclasas adquieren flexura y fractura de los planos de macla, maclas de deslizamiento, pérdida de maclado, estructura en "tablero de ajedrez, etc". La plagioclasa cálcica puede sufrir desestabilización.

Microtermometría

- Prácticamente no ha quedado registro en inclusiones fluidas, del fluido circulante durante la **cristalización magmática**. Podría tratarse del fluido acuoso saturado en NaCl, que se encuentra en el **granito de Los Riojanos** y que, por corrección de la T por efecto de la P, llega a una Tt de 450 a 490°C (para una P externa de 1500 bars). Sin corrección de la Th el atrape es de 310 a 340°C. O bien podría ser la **solución** atrapada en el **pegmatoides de Los Riojanos** y denominada subpoblación B o de mayor temperatura, cuya homogeneización tiene lugar entre 300 y 370°C. Si se considera una P externa de 1500 bars, la Tt es de 430 a 530°C (se supuso una salinidad de 2,3% eq. NaCl).

- Las Th más elevadas pertenecientes con mayor seguridad a alguna porción de la **etapa magmática**, corresponden a **fluidos con CO₂**. En unos casos se trata de fluidos homogéneos (mezcla compleja CO₂+H₂O+NaCl) atrapados dentro del campo miscible (por ejemplo el granito de Don Alberto, con Tt mínima de 410°C y XCO₂ = 30-55%; XNaCl = 0,75-1,17%). En otros casos (por ejemplo, el granito de Los Riojanos) el fluido fue atrapado dentro del campo inmiscible, con Tt máxima de 490°C. El porcentaje volumétrico de CO₂ está entre 5 y 100% (con promedio en 50%). La concentración salina del fluido acuoso asociado es del 28% eq. NaCl.

- Tanto en el **pegmatoides** como en el **granito de Los Riojanos** se verifica un pasaje a una etapa de **cambio alternado de fluido homogéneo a heterogéneo o viceversa**. Este fenómeno se produce entre los 300 y 375°C. Esta **máxima T** probablemente **marque el comienzo de la episienitización en el área de Los Riojanos**. Estos fluidos están ausentes en la cataclasita y episienita.
- Para la **manifestación Don Alberto** no se verificó un cambio neto en cuanto al número de fases del fluido. En el granito y en la episienita, el intervalo de T a partir de los 300°C (y hacia mayores temperaturas) está representado por un fluido complejo $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$.
- En la **manifestación Los Gigantes**, a partir de los 325°C la solución es carbónica, escasa en el granito tipo y mejor representada en el contacto con la episienita y en ésta. En ningún caso se registró cambio visible en las condiciones de miscibilidad del fluido con CO_2 .
- Efectuando la corrección de la Th por efecto de la P externa queda un intervalo de T que está representado sólo por fluidos con CO_2 . Esto es para todas las manifestaciones.
- Finalmente, la etapa mejor representada en cuanto a la abundancia de inclusiones fluidas es la correspondiente a la cristalización de cuarzo secundario y recristalización de cuarzo primario según el tipo de roca.
- Para la secuencia de Los Gigantes la temperatura de homogeneización y la concentración salina disminuyen a medida que aumenta el grado de alteración de la roca.
- En general, las facies menos alteradas comienzan a atrapar inclusiones fluidas a mayor T, sobre todo granitos y pegmatoides, que lo hacen aún dentro de la etapa de episienitización, por recristalización de cuarzo primario. Para estos, los registros comienzan entre 325 y 300°C y 275°C para el granito más alterado del contacto de Los Gigantes. Son soluciones acuosas con una concentración salina que no supera el 5% eq. NaCl.
- Estas soluciones se hacen más diluidas en las episienitas, no superando el 2,6% eq. NaCl. La mayor frecuencia de Th en estas facies, comienza a los

200-230°C según la manifestación. Esta T es el límite inferior propuesto para la episienitización. Existen escasos registros hasta los 300°C que probablemente correspondan a cuarzo relictico.

- La episienitización comenzó, alrededor de los 375°C, por cambios en la P que produjeron cambios en las condiciones de miscibilidad del fluido carbónico.

Composición Química

- Según la relación aluminosidad-alcalinidad son rocas peraluminosas con tendencia metaluminosa-peralcalina.

- La transformación del granito en roca alterada es acompañada por un aumento en Al_2O_3 , Fe_2O_3 y Na_2O , mientras que SiO_2 , FeO y MgO disminuyen. Los restantes óxidos no muestran cambios significativos.

- El aumento en Na_2O es neomineralización de la episienitización y es por cristalización de plagioclasa ácida.

- La pérdida de cuarzo, durante la episienitización, es superior al 25%.

- La disminución del Fe^{2+} es muy importante y como consecuencia aumenta el grado de oxidación.

Petrología

- Son granitos β o B o monzogranitos, calcoalcalino monzonítico con tendencia hacia los granitos corticales.

Episienitización

- Los cuerpos episieníticos presentarían zonación consistente en una zona granítica, externa, resultante de la transformación del granito, y otra

zona central, masiva, formada fundamentalmente por feldespatos. La primera está bien representada por las episienitas de Los Gigantes, La Negra, Don Alberto y por la parte externa de la episienita de Los Riojanos; el cuerpo de Los Riojanos representa a la zona central, masiva. En algunos sectores del contacto entre ambas zonas hay brechas. En el granito del contacto en Los Gigantes, las micas se orientan en forma perpendicular al contacto.

- Se propone un mecanismo de formación en dos etapas, de acuerdo con lo expuesto por Cheilletz y Giuliani (1982) y Giuliani y Cheilletz (1983):

1) deformación del granito durante su consolidación. Predomina la presión litostática. Origina un granito en vías de episienitización en la zona periférica.

2) Predomina la circulación de fluidos, de manera que la presión hidráulica genera brechas. Se forman importantes concentraciones feldespáticas (zona feldespática central).

- La dirección del esfuerzo principal σ_1 es aproximadamente N-S.

- Los cambios químicos durante la episienitización responden a los siguientes cambios mineralógicos:

- | | |
|-----------------------------------|---|
| * descenso SiO_2 | disolución de cuarzo magmático |
| * aumento Al_2O_3 | importante formación de muscovita y sericita. Aumenta la relación $\text{Mu}+\text{Sr}/\text{Biot}$. |
| * aumento Na_2O | metasomatismo sódico o albitización |
| * aumento de Fe^{3+} | aumenta el grado de oxidación |
| * descenso Fe^{2+} | formación de muscovita
cristalización de hematita especular
formación de óxidos e hidróxidos de hierro. |
| * descenso MgO | desaparición de biotita. |
- Las neomineralizaciones durante la episienitización son: anatasa,

hematita especular, apatita, fluorita, minerales exógenos de uranio, pirita, pechblenda y albita.

Disolución de cuarzo

- Uno de los principales cambios mineralógicos durante la episienitización es la pérdida del cuarzo.
- El proceso de disolución del cuarzo comenzó alrededor de los 370°C (400°C) y finalizó no más allá de los 200-230°C.
- La presión litostática es mayor o igual a 2000 bars y la presión hidrostática es mayor o igual a 600 bars.
- La disolución probablemente se desencadenó por una elevación en la presión que generó mezcla o desmezcla de los fluidos H_2O-CO_2-NaCl de origen magmático. También pudo haber cambios en la salinidad. Influyó la presión externa y las propiedades P-T-X de los fluidos.
- De acuerdo con la relación entre sílice y álcalis, la disolución del cuarzo habría comenzado junto con la albitización.
- Alrededor de los 250°C habría finalizado la disolución del cuarzo y habría comenzado la recristalización de minerales graníticos (cuarzo y apatita, por ejemplo) y la cristalización de minerales autígenos: anatasa, hematita, fluorita, minerales exógenos de uranio.

Geoquímica del Uranio

- Para la manifestación Los Gigantes el contenido de U total aumenta con el grado de alteración de la roca.
- En general las episienitas son más ricas en U total. La actividad hidrotermal favorece la concentración de U en minerales de U o en otros minerales por adsorción. En los granitos tectonizados o cataclasitas el

porcentaje de U total puede disminuir ya que no hay recristalización avanzada.

- El par pirita-pechblenda precipita entre 120 y 200°C a partir de fluidos con salinidad entre 2 y 2,5% eq. NaCl. Este episodio hidrotermal no es característico del proceso de episienitización, aunque probablemente sea una consecuencia del mismo.

- Inicialmente el uranio está contenido en minerales graníticos: biotita, feldespatos, circón y apatita. También es posible que se aloje en titanita, ilmenita y magnetita. Además hay uraninita.

- Cataclasis, muscovitización y cloritización de la biotita favorecen la liberación de U^{4+} , Ti y Fe.

- La sericitización de los feldespatos también libera U^{4+} .

- La cataclasis y la alteración hidrotermal pueden favorecer la liberación del U de minerales accesorios.

- El U^{4+} pasa a arcillas, óxidos e hidróxidos amorfos de Fe, Mn y Ti que se distribuyen intersticialmente.

- Otra proporción del U quedaría retenida en anatasa y hematita especular.

- A temperatura ambiente, cristalizan autunita-metautunita y torbernita-metatorbernita con fluorita.

- El CO_2 detectado en inclusiones fluidas actúa durante la etapa inicial del proceso, al desencadenarse la episienitización, toma parte del proceso de disolución del cuarzo.

Una vez puesto en marcha el proceso de episienitización, el transporte del U se ha verificado en forma de complejos fosfáticos. Posteriormente se produce reprecipitación de apatita y precipitación de autunita-metautunita.

CONCLUSIONES

- El proceso de episienitización comenzó alrededor de los 375°C y finalizó a los 200-230°C. El límite superior está indicado por el comienzo de la disolución del cuarzo.
- El factor desencadenante ha sido una elevación en la presión externa (hidrostática > 600 bars y litostática > 2000 bars) que, a su vez, produjo cambios en las condiciones de miscibilidad de fluidos de composición H_2O -NaCl- CO_2 de origen magmático. En algunos casos, también hubo cambios notables en la concentración salina de las soluciones.
- Alrededor de los 200-250°C habría finalizado la disolución del cuarzo, comenzando la recristalización de minerales graníticos (cuarzo y apatita) y la cristalización de minerales autógenos (anatasa, hematita especular, fluorita y minerales exógenos de uranio).
- Las inclusiones fluidas secundarias en cuarzo magmático y las inclusiones fluidas primarias en cuarzo tardío dan la temperatura de cristalización de cada mineral asociado.
- Las venillas de cuarzo-hematita especular cristalizaron durante la etapa hidrotermal, a partir de los 230-250°C. La hematita especular podría ser portadora de uranio adsorbido.
- La forma más estable del óxido de titanio en episienitas es la anatasa que proviene de la desestabilización de los minerales graníticos durante el

proceso cataclástico-hidrotermal, por soluciones con CO_2 y temperaturas entre 250 y 300°C. Es uno de los minerales autígenos más abundantes en las episienitas. Su cristalización tiene lugar en un medio acuoso, con salinidad de 2,6% eq. en peso de NaCl, entre 200 y 250°C. Puede estar intercrecida con hematita y también es probable portadora de U^{4+} .

- A temperatura ambiente, se deposita el relleno de diaclasas consistente en autunita-metautunita y torbernita-metatorbernita con fluorita.

- Las venas de pirita-pechblenda se forman entre 120 y 200°C a partir de fluidos con salinidad de 2 a 2,5% eq. NaCl. Este episodio hidrotermal no es característico del proceso de episienitización, aunque probablemente esté relacionado.

- En el área de la manifestación Los Gigantes la temperatura de homogeneización y la concentración salina disminuyen a medida que aumenta el grado de alteración de la roca.

- La etapa mejor representada, en cuanto a la abundancia de inclusiones fluidas, es la correspondiente a la cristalización de cuarzo secundario y recristalización de cuarzo primario, según el tipo de roca.

- La cataclasis en general, la sericitización de los feldespatos, muscovitización y cloritización de la biotita, y el metasomatismo sódico en el caso de los minerales accesorios resistentes, favorecen la liberación de U^{IV} , Ti^{IV} , P^V , Fe^{II} .

- El transporte del uranio se ha operado en forma de complejos fosfáticos.

Posteriormente, hay reprecipitación de apatita y precipitación de autunita-metautunita.

- En general las episienitas son más ricas en uranio total. La actividad hidrotermal favorece la concentración de este elemento en minerales de U o en otros minerales por adsorción. En los granitos tectonizados o cataclasitas el porcentaje de U total puede disminuir ya que no hay recristalización o neomineralización avanzadas.

Montuoso

AGRADECIMIENTOS

La autora quiere expresar su profundo agradecimiento

al CONICET por permitirme la realización de estas investigaciones durante el desarrollo de las Becas de Perfeccionamiento y de Formación Superior;

al Departamento de Geología que me dio la posibilidad de obtener el título de Doctora;

a la CNEA, Delegación Centro (Córdoba), que cedió los testigos de perforación de la manifestación Los Riojanos, particularmente al Dr. C.O. Daziano;

a la Dra. M. Benyacar (CNEA Central), quien realizó el análisis de difracción de Rx;

a la empresa GEOCOR S.A., en particular al Dr. Berizzo y al Geólogo Carrizo por su guía durante las visitas al yacimiento Schlagintweit;

al Dr. R. Lira, de la Universidad de Córdoba quien facilitó muestras de rocas y su bibliografía;

al Dr. Hugo B. Nicolli, director del INGEOQUI de la Dirección General de Sistemas (ex CNIE) de la F.A.A., quien sugirió el tema de investigación y se desempeñó como Director durante el transcurso de las Becas de CONICET;

al Dr. Carlos O. Latorre y al Dr. Nicolli por la lectura crítica del manuscrito;

a todo el personal técnico y profesional del INGEOQUI, quienes a lo largo de muchos años han contribuido de múltiples maneras a la realización de las investigaciones;

a las Dras. Milka K. de Brodtkorb, Magdalena Koukharsky y María Elena V. de Ponti, miembros del Jurado, por la lectura crítica y sus oportunas sugerencias;

a los colegas de la Cátedra de Mineralogía por tantos años de colaboración y amistad;

a mis amigos;

a mi familia, por su estímulo permanente;

a Rosario

15. BIBLIOGRAFIA

- AHMAD, S.N. y A.W. ROSE, 1980. Fluid inclusions in Porphyry and Skarn ore at Santa Rita, New Mexico. *Econ. Geol.*, vol 75, (2): 229-250.
- ANGELELLI, V.; M.K. DE BRODTKORB; C.E. GORDILLO y H.D. GAY, 1983. Las especies minerales de la República Argentina. *Publicación Especial. Serv. Min. Nac., Subsecret. Min., Sec. de Ind. y Min. Min. de Economía. Rep. Arg.* 528 pp.
- AUGUSTITHIS, S.S., 1973. Atlas of the textural patterns of granites, gneisses and associated rock types. Amsterdam, *Elsevier*, 378 pp.
- BARKER, D.S., 1983. Igneous rocks. *Prentice-Hall, Inc.* Englenwood. Cliff. 417 pp.
- BARTH, T.F.W., 1969. Feldspars. *John Wiley and Sons Inc.* Londres.
- BATCHELOR, R. y P. BOWDEN, 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.*, 48 : 43-55.
- BOWDEN, P.; R.A. BATCHELOR; B.W. CHAPPELL; J. DIDIER y J. LAMEYRE, 1984. Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 35: 1-11.
- BOWERS, T.S. y H.C. HELGESON, 1983 a. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H_2O-CO_2-NaCl on phase relations in geologic systems: Equation of state for H_2O-CO_2-NaCl fluids at high pressures and temperatures. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 47, pp. 1247-1275.
- y -----, 1983 b. Calculation and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H_2O-CO_2-NaCl on phase relations in geologic systems: Metamorphic equilibria at high pressures and temperatures. *Am. Min.*, v. 68, p. 1059-1075.
- BOZZO, A.T.; J.R. CHEN y A.J. BARDUHN, 1973. The properties of the hydrates of chlorine and carbon dioxide. *In: 4th International Symposium of Fresh Water from the Sea.* (A. Delyannis y E. Delyannis, Ed.), 3: 437-451.
- BRADY, P.V. y J.V. WALTHER, 1989. Controls on silicate dissolution rates in neutral and basic pH solutions at 25°C. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 53: 2823-2830.
- BURRUS, R.C., 1981. Analysis of phase equilibria in C-O-H-S fluid inclusions. *In: Short Course in fluid inclusions: applications to petrology.* Mineralogical Association of Canada. Calgary. (Hollister, L.S. y M.L. Crawford, ed.): 39-69.
- CAILTEUX, J. y F. DIMANCHE, 1973. Examen des oxydes de fer et titane dans l'environnement du gisement de cuivre de Musoshi (Shaba, république du Zaïre). *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 96: 378-382.

- CATHELINEAU, M., 1983. Les minéraux phylliteux dans les gisements hydrothermaux d'uranium. II. Distribution et évolution cristalochimique des illites, interstratifiés, smectites et chlorites. *Bull. Minéral.*, 106: 553-569.
- , 1985. Episyénitisation ou déquartzification hydrothermale: une typologie basée sur les successions minérales et sur le comportement différentiel de Si, Na et K. *Comptes Rendus Acad. Sci., Paris*, 300, II, 14, 677-680.
- , 1986. The hydrothermal alkali metasomatism effects on granitic rocks: quartz dissolution and related subsolidus changes. *Journ. Petrol.*, 27,(4): 945-965.
- , 1987. U-Th-REE mobility during albitization and quartz dissolution in granitoids: evidence from south-east French Massif Central. *Bull. Minéral.*, 110, (2-3): 249-259.
- CRAWFORD, M. L., 1981. Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. In: *Short Course in fluid inclusions: applications to petrology. Mineralogical Association of Canada. Calgary.* (Hollister, L.S. y M.L. Crawford, ed.): 75-97.
- CUNEY, M.; M. FRIEDRICH y B. POTY, (en colaboración), 1983. Petrologie et géochimie des radioéléments dans les granites et dans les leucogranites en particulier. Conséquences génétiques et applications a la prospection. *Ministère de l'Industrie et de la Recherche. Action concertée: "valorisation des ressources du sous-sol". Recueil des communications présentées au séminaire-bilan annuel. Sophia, Antipolis.*
- y M. FRIEDRICH, 1987. Physicochemical and crystal-chemical controls on accessory mineral paragenesis in granitoids: implications for uranium metallogenesis. *Bull. Minéral.*, 110 (2-3): 235-247.
- CHEILLETZ, A. y G. GIULIANI, 1982. Role de la Déformation du granite dans la genèse des Episyénites feldspathiques des Massifs de Lovios-Geres (Galice) et des Zaer (Maroc Central). Relations avec les Mineralisations en Tungstène-Etain associées. *Min. Deposita*, 17 (3): 387-400.
- DALLA SALDA, L.H., 1984. La estructura íntima de las Sierras de Córdoba. *Asoc. Geol. Arg.*, Rev. XXXIX (1-2): 38-51.
- DAZIANO, C.O., 1979. *Informe Mensual CNEA.* Inédito.
- , 1983. Informe Final sobre el plan geológico exploratorio del subsuelo llevado a cabo en la manifestación uranífera Los Riojanos - Faldeo occidental de la Sierra Grande de Córdoba - Latitud S 31° 26'. *Informe Interno, 1874 (a), CNEA.* Inéd.
- y R. LIRA. 1981. Informe acerca del estudio petro-mineralógico de la faja de relevamiento geológico I. Batolito de Achala. *Informe Final, CNEA.* Inéd.

- DEER, W.A.; R.A. HOWIE y J. ZUSSMAN, 1974. An introduction to the rock-forming minerals. Edit. Longman, 528 pag. Londres.
- de LA ROCHE, H.; J. LETERRIER; P. GRAND CLAUDE y M. MARCHAL, 1980. A classification of volcanic and plutonic rock using R1-R2 diagrams and major elements analyses - its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29: 183-210.
- DIDIER, J.; J.L. DUTHOU y J. LAMEYRE, 1982. Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *Journ. Volc. Geotherm. Research*, 14 (1-2): 125-132.
- FERSMAN, A.E., 1961. Les pegmatites granitiques. Tomo III. *Académie des Sciences de l'URSS. Libraire Universitaire Uystpruyt*. Louvain (Bélgica).
- FOURNIER, R.O.; R.J. ROSENBAUER y J.L. BISCHOFF, 1982. Note: the solubility of quartz in aqueous sodium chloride solution at 350°C and 180 to 500 bars. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 46: 1975-1978.
- FRONDEL, C., 1958. Sistematic mineralogy of uranium and thorium. *U.S. Geol. Survey Bull.*, 1064.
- GIMENEZ de PATIÑO, M.L., 1989. Estudio geológico y petrológico del Batolito de Pampa de Achala, provincia de Córdoba, a los 31° 35' de latitud sur. *Tesis Doctoral. Departamento de Ciencias Geológicas, Fac. Cs. Ex. y Nat., UBA*, 259 pp. Inédito.
- y A.E. PATIÑO DOUCE, 1987. Petrología y petrogénesis del Batolito de Achala, provincia de Córdoba, a la luz de la evidencia de campo. *Nota Breve. Asoc. Geol. Arg.*, Rev. XLII, (1-2): 201-205.
- GIULIANI, G. y A. CHEILLETZ, 1983. Pétrologie structurale et métallogénie: l'exemple des épiyérites feldespáticas et des mineralisations intragranitiques. *Comptes Rendus Acad. Sci. Paris*, T 296, serie II: 845-848.
- GORDILLO, C.E. y A. LENCINAS, 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. *En: Geología Regional Argentina, Acad. Nac. Ciencias, Córdoba*.
- ; E. LINARES y C.O. DAZIANO, 1983. Nuevo afloramiento de nefelinita olivínica; Estancia Guasta, Sierra de Córdoba. *Asoc. Geol. Arg.*, Rev. 38 (3-4): 485-489.
- GROSS, W., 1948. Cuadro tectónico del valle de Punilla. *Asoc. Geol. Arg.*, Rev. III (2): 73-132.
- GUTHRIE, V.A. y J.D. KLEEMAN, 1986. Changing uranium distributions during weathering of granite. *Chem. Geol.*, 54 (1-2): 113-126.
- HAAS, J.L. (Jr.), 1971. The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. *Econ. Geol.*, 66: 940-946.
- , 1976. Thermodynamic properties of the coexisting phases

- and thermochemical properties of the NaCl component in boiling NaCl solutions. **U.S. Geol. Survey Bull.**, 1421-B.
- HALL, D.L.; L.H. COHEN y P. SCHIFFMAN, 1988. Hydrothermal alteration associated with the iron hat iron skarn deposit, Eastern mojave Desert, San Bernardino County, California. **Econ. Geol.**, 83: 568-587.
- HEINRICH, E. Wm., 1965. Microscopic identification of minerals. **Mc. Graw-Hill Book Company**. 414 pp.
- HIGGINS, M. 1971. Cataclastic rocks. **U.S. Geol. Survey Prof. Paper** 687.
- HINE, R.; I.S. WILLIAMS; B.W. CHAPPELL y A.J.R. WHITE, 1978. Contrast between I- and S- type granitoids of the Kosciusko Batholith. **Journ. Geol. Soc. Australia**, 25 (4): 219-234.
- HIPPERT, J.F.M., 1987. Texturas indicativas de metassomatismo potássico nos augen-gnaisses de Niterói, R.J. **Rev. Bras. de Geociências**, 17 (3): 253-262.
- HOLLAND, H.D., 1967. Gangue minerals in hydrothermal deposits. **En: Geochemistry of hydrothermal ore deposits** (H.L. Barnes, ed.) Holt, Rinehart and Winston, New York (1st edit.).
- HOLLISTER, L.S., 1981. Information intrinsically available from fluid inclusions. **En: Short Course in fluid inclusions: applications to petrology. Mineralogical Association of Canada, Calgary**, (Hollister, L.S. y M.L. Crawford, ed.): 1-9.
- y R.C. BURRUS, 1976. Phase equilibria in fluid inclusions from the Khtada Lake metamorphic complex. **Geochim. et Cosmochim. Acta**, 40: 163-175.
- HSI, C.K.D. y D. LANGMUIR, 1985. Adsorption of uranyl onto ferric oxyhydroxides application of the surface complexation site-binding model. **Geochim. et Cosmochim. Acta**, 49 (9): 1931-1941.
- JOHANNSEN, A., 1928. Essentials for the microscopical determination of rock-forming minerals and rocks. **The University of Chicago Press. Chicago**, Illinois. 53 pp.
- KAMIYA, H.; A. OZAKI y M. IMAHASHI, 1974. Dissolution rate of powdered quartz in acid solution. **Geochem. Journ.**, 8: 21-26.
- KEEVIL, N.B., 1942. Vapor pressures of aqueous solutions at high temperatures. **Am. Chem. Soc. Journ.**, 64: 841-850.
- KILMURRAY, J.O. y M.E. TERUGGI. Fábrica de metamorfitas. Texturas y estructuras. **Colección Ciencias de la Tierra. Estudios N°2. Ediciones Científicas Argentinas Librart.**
- KLOCKMANN, F. y P. RAMDOHR, 1947. Tratado de Mineralogía. **Ed. Gustavo Gili, S.A.. Barcelona**. 12ª ed. 702 pp.
- KRAUSKOPF, K.B., 1979. Introduction to Geochemistry. Second edition. **Mc Graw-Hill Book Company. International Series in the Earth and**

Planetary Sciences. 617 pp.

LAMEYRE, J., 1987. Granites and evolution of the crust. **Rev. Bras. de Geociências**, 17 (4): 349-359.

----- y P. BOWDEN, 1982. Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. **Journ. Volc. Geotherm. Research**, 14: 169-186.

LATORRE, C.O., 1968. Estudio petrográfico de muestras provenientes de Schlagintweit, prov. de Córdoba. **Informe Interno**, 94-68, **CNEA**. Inédito.

LEROY, J., 1978. Métallogenèse des gisements d'uranium de la Division de la Crouzille. **Sciences de la Terre, Mémoires**, Fr. 26, 278 pp.

LINARES, E. y R.R. GONZALEZ, 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957-1987. **Asoc. Geol. Arg., Publicaciones Especiales Serie "B" (Didáctica y Complementaria) N°19**. 628 pp.

----- y C.O. LATORRE, 1969. Edades Potasio-Argón y Plomo-Alfa de rocas graníticas de las provincias de Córdoba y de San Luis. **Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas**, Actas 2: 195-204.

----- y -----, 1973. Nuevas edades radimétricas por el método Potasio-Argón, de rocas graníticas de Córdoba y San Luis. **Quinto Cong. Geol. Arg.**, Actas 1: 405-410.

----- y C. RINALDI, 1967. Estudio preliminar mineralógico-petroológico del área de los yacimientos "Los Europeos" y "Schlagintweit", prov. de Córdoba. **Informe Interno**, **CNEA**. Inédito.

LIRA, R., 1981. Estudio geológico-petrográfico-mineralógico de las rocas graníticas de la Sierra de Córdoba en su relación con el contenido uranífero. **Informe Interno**, **CNEA**. Inédito.

-----, 1982. Interpretación de los resultados químicos, geoquímicos y petrográficos-petroológicos del muestreo realizado en la faja de relevamiento geológico I. **Informe Interno**, **CNEA**. Inédito.

-----, 1983. Manifestación nuclear "Los Riojanos". Estudio mineralógico de testigos de perforación - sondeo L.R. ex 15. **Informe Interno**, **CNEA**. Inédito.

-----, 1984-1985. Un nuevo modelo metalogenético uranífero en el basamento cristalino de las sierras pampeanas: uranio en metamorfitas de contacto - (Batolito de Achala - Pcia Córdoba). **Bol. Asoc. Geol. Córdoba**, VII: 438-451.

-----, 1985. Tipología y evolución de rocas graníticas en su relación con el hem ciclo endógeno de la geoquímica del uranio - Aspectos metalogenéticos - Sector septentrional del Batolito de Achala, provincia de Córdoba. **Tesis Doctoral, Fac. Cs. Ex. Fís. y Nat., U.N. Córdoba**, 241 pp. Inédito.

-----, 1987 a. Episienitas feldespáticas y su relación con depósitos

- uraníferos en el Batolito de Achala, provincia de Córdoba. **Asoc. Geol. Arg.**, Rev. XLII (3-4): 388-406.
- , 1987 b. Facies graníticas del Batolito de Achala a los 31° 26' de latitud sur, provincia de Córdoba, Rep. Arg. **Simposio Internacional Granitos Fanerozoicos Circum-Pacíficos. X Cong. Geol. Arg.**, Acta, IV: 108-110. Tucumán.
- y A. M. KIRSCHBAUM, 1990, Geochemical evolution of granites from the Achala batholith of the Sierras Pampeanas, Argentina. **En: Kay, S.M. y C.W. Rapela, eds., Plutonism from Antarctica to Alaska: Boulder, Colorado. Geol. Soc. Am.**, Special Paper 241: 67-76.
- LUCERO MICHAUT, H.N., 1968. Breve informe sobre la Manifestación nuclear Schlagintweit. **Informe Interno, CNEA**. Inédito.
- , 1980. Informe final sobre la prospección abierta realizada mediante líneas de investigación topográfico-geológicas sobre la falda occidental del sector septentrional del batolito de Achala, provincia de Córdoba. **Informe Interno, CNEA**. Inédito.
- ; J.D. DIEZ y J.M.A. NOYA, 1972. Los depósitos uraníferos de las sierras pampeanas (provincias de Córdoba y San Luis), República Argentina. **Quinto Cong. Geol. Arg.**, Acta II: 153-173. Buenos Aires, 1974.
- y C.A. RINALDI, 1972. Consideraciones petrológicas y estructurales sobre el faldeo oriental de la sierra de Los Gigantes, provincia de Córdoba, Rep. Arg.. **Asoc. Geol. Arg.**, Rev. XXVII, (3): 330-344.
- LUCERO MICHAUT, H.N. y C.O. DAZIANO, 1980. Informe final sobre la prospección detallada de la manifestación uranífera Los Riojanos, Faldeo occidental de la Sierra Grande de Córdoba - latitud 31°26'. **Informe Final CNEA**. Inéd.
- y -----, 1982. Aportes al conocimiento geológico-tectónico del faldeo occidental del batolito de Achala a la latitud del borde septentrional de la pampa de Pocho (prov. de Córdoba). **Bol. Asoc. Geol. Córdoba**, V (1-4): 277-288.
- y -----, 1984. Un gran stock metagábrico preplutónico y su cortejo de gabros - Cañada del Puerto - Sierras de Córdoba. **Noveno Cong. Geol. Arg.**, Actas II: 231-242. S.C. de Bariloche.
- MAISONNEUVE, J.; J. MARGOIL-DANIEL y H. LABERNARDIERE, 1984. Génesis de las episienitas por corrosión alcalina del cuarzo - Contribución a la metalogenia del uranio. **Anales Científicos de la Universidad de Clermont-Ferrand II**. Departamento de Geología y Mineralogía de la Universidad de Clermont-Ferrand y la C.N.R.S., N° 10.
- MALVICINI, L. y M.E. SAULNIER, 1987. Texturas de depósitos minerales. **Asoc. Arg. Mineral., Petrol. y Sedim.**, serie didáctica N°3.
- MARMO, V., 1971. Granite petrology and the granite problem. **Developments in**

- MARUEJOL, P.; M. CUNEY y L. TURPIN, 1987. Mineralogical controls on REE, Y, Th and U mobility in the Xihuashan W-Deposits granites (jiangxi, China). *Rev. Bras. Geociências*, 17 (4): 647-650.
- MILLER, C.F., 1985. Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources?. *Journ. Geol.*, 93: 673-689.
- MONTENEGRO, T.F., 1985. Inclusiones fluidas en minerales de rocas del flanco oriental de la Sierra del Cobre, Provincia de Salta. *Informe Complementario, Beca de Iniciación, CONICET*. Inédito
- , 1987. Estudio microtermométrico de inclusiones fluidas en minerales de la manifestación nuclear "Los Riojanos", batolito de Achala, provincia de Córdoba. *Informe Primero, Beca Perfeccionamiento, CONICET*. Inédito.
- , 1988. Estudio microtermométrico de inclusiones fluidas en minerales de la manifestación nuclear "Los Riojanos", batolito de Achala, provincia de Córdoba. *Informe Final, Beca Perfeccionamiento, CONICET*. Inédito.
- , 1989. Microtermometría de inclusiones fluidas en minerales del Cerro Caycayén y del Cerro Mayal, provincia de Neuquén. *En: Estudio microtermométrico de inclusiones fluidas en minerales de la manifestación nuclear "Los Riojanos"*, batolito de Achala, provincia de Córdoba. *Informe Final, Beca de Formación Superior, CONICET*. Inédito.
- , 1990. Estudio microtermométrico de inclusiones fluidas en minerales de la manifestación nuclear "Los Riojanos", batolito de Achala, provincia de Córdoba. *Informe Complementario, Beca de Formación Superior, CONICET*. Inédito.
- NICOLLI, H.B.; H.N. LUCERO y M.A. GAMBA, 1972. Observaciones geológico-tectónicas y consideraciones sobre la geoquímica del uranio en las plutonitas de las Sierras de Los Gigantes, prov. de Córdoba, Rep. Arg. *Quinto Cong. Geol. Arg.*, Actas II: 243-266. Buenos Aires, 1974.
- ; M.A. GAMBA; R.E. FERREYRA y F.H. LARUMBE, 1975. Geoquímica de las plutonitas en la sierra de Los Gigantes, provincia de Córdoba, Rep. Arg.: fenómenos relacionados con la distribución del uranio. *II Cong. Iberoamericano Geol. Econ.*, Actas IV: 189-216. Buenos Aires, Argentina.
- y M.A. GAMBA, 1978. Geoquímica del uranio. Conferencia II-1. *Curso Latinoamericano de Capacitación para la Prospección y Exploración de yacimientos uraníferos*. Comisión Interamericana de Energía Nuclear y Comisión Nacional de Energía Atómica de la República Argentina. Buenos Aires, II-1-82.
- OLSACHER, J., 1960. Descripción geológica de la hoja 20 h, Los Gigantes, Provincia de Córdoba. *Dir. Nac. de Geología y Minería*. Buenos Aires. Boletín 133.

- PAGEL, M. y F. RUHLMANN, 1979. Minéralogie et inclusions fluides dans les formations filoniennes minéralisées (Cu, Mo, Ag, U) du secteur de Château-Lambert (Vosges méridionales). **Bull. Minéral.**, 102: 654-664.
- POKROVSKII, P.V. y V.K. PURTOV, 1975. Gas-liquid inclusions en quartzes of veins of huebnerite deposits of the Boevsko-Biktimirovskoe ore zone in the Centrals Urals (abstract.). **En: Fluid Inclusions Research, vol. 8. Edited by E. Roedder.** University of Michigan Press, Am. Harbor, MI, p.144.
- POTTER, R., 1977. Pressure corrections for fluid-inclusions homogenization temperatures based on the volumetric properties of the system NaCl-H₂O. **Journ. Research U.S. Geol. Survey**, 5: 603-607.
- y D.L. BROWN, 1977. The volumetric properties of aqueous sodium chloride solutions from 0° to 500°C at pressures up to 2000 bars based on a regression of available data in the literature. **U. S. Geol. Survey Bull.**, 1421-c.
- ; M.A. CLYNNE y D.L. BROWN, 1978. Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions. **Econ. Geol.**, 73: 284-285.
- QUARTINO, B.J. y J.F. VILLAR FABRE, 1963. El cuerpo granítico orbicular Precámbrico de la Pampa de Los altos, Sa. de Velazco (La Rioja). **Asoc. Geol. Arg.**, Rev. 28 (12): 11-41.
- ; E. ESPISUA y J.P. SPIKERMANN, 1985. Fenómenos de disolución de cuarzo en una pegmatita granítica de las proximidades de Amboy, provincia de Córdoba. **Rev. Asoc. Arg. Mineral., Petrol. y Sedim.**, 16 (1-4): 43-53.
- RAFAL'SKII, R.P.; A.D. VLASOV y J.V. NIKOLSKAYA, 1963. On the possibility of simultaneous transport of U^{VI} and S by hydrothermal solutions (experimental data). **Dokl. Akad. Nauk. S.S.S.R.**, 151: 178-180.
- RAMDOHR, P., 1969. The ore minerals and their intergrowths. **Pergamon Press**, 1120 pp. Oxford.
- RAPELA, C.W., 1982. Aspectos geoquímicos y petrológicos del Batolito de Achala, provincia de Córdoba. **Asoc. Geol. Arg.**, Rev. XXXVII (3): 313-330.
- ; A. TOSELLI; L. HEAMAN y J. SAAVEDRA, 1990. Granite plutonism of the Sierras Pampeanas; An inner cordilleran Paleozoic arc in the southern Andes. **En: Kay, S.M., y C.W. Rapela, eds., Plutonism from Antarctica to Alaska: Boulder, Colorado, Geological Society of America. Special Paper 241: 77-90.**
- ROEDDER, E., 1962. Studies of fluid inclusions. I: low temperature application of a dual purpose freezing and heating stage. **Econ. Geol.**, 57: 1045-1067.
- , 1967. Fluid inclusions as samples of ore fluids. **En: Geochemistry of hydrothermal ore deposits** (H.L. Barnes, ed.) Holt Rinerhart and Winston, New York, 512-574. (1st edit.).

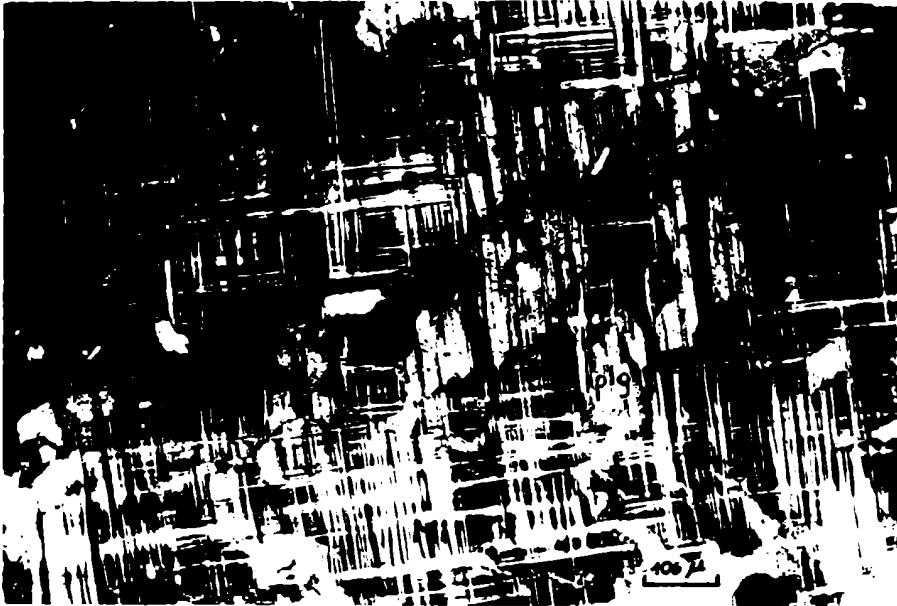
- , 1984. Fluid inclusions. **Reviews in Mineralogy**, vol. 12. **Mineralogical Society of America**. 664 pp.
- y R.J. BODNAR, 1980. Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. **Ann. Rev. Earth and Planetary Sci.**, 8: 263-301.
- SAULNIER, M.E., 1979. Estudio mineralógico proveniente de "Manifestación Los Riojanos", provincia de Córdoba. **Informe D.E.E. 27-79, Interno n° 2056, CNRA**. Inédito.
- SHAND, S.J., 1927. Eruptive rocks. **John Wiley and Sons**. New York.
- SHARMA, G.D., 1970. Influence of CO₂ on silica in solution. **Geochem. Journ.**, 3 (4).
- SORBY, H.C., 1858. On the microscopic structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks. **Geol. Soc. London Quart. Journ.**; 14, pt. 1, p. 453-500.
- STRECKEISEN, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. **Earth Sci., Rev.**, 12: 1-33.
- TAKENOUCHI, S. y G.C. KENNEDY, 1964. The binary system H₂O-CO₂ at high temperatures y pressures. **Am. Journ. Sci.**, 262: 1055-1074.
- y -----, 1965. The solubility of carbon dioxide in NaCl solutions at high temperatures and pressures. **Am. Journ. Sci.**, 263: 445-454.
- TALANTSEV, A.S., 1980. Gas-liquid isochores derived from cryometry and homogenization. **Trans. from Geokhimiya. Geochemistry Int.**, N° 9: 1357-1366.
- TOSELLI, A.; J.N.R. de TOSELLI y J. SAAVEDRA, 1987. Petrological and geochemical considerations about the lower Paleozoic granitoids of the Pampean Ranges, Argentine. **Rev. Bras. de Geociências**, 17 (4): 619-622.
- TOUBES, R.O., 1978. Los minerales de uranio. Conferencia II-2. **Curso Latinoamericano de Capacitación para la Prospección y Exploración de Yacimientos Uraníferos**. Comisión Interamericana de Energía Nuclear y Com. Nac. Energía Atómica de la República Argentina. Tomo 1: 1-17.
- ; E. CHAAR y J.P. SPIKERMANN, 1972. Minerales radiactivos de la República Argentina. **Quinto Cong. Geol. Arg.**, Actas I: 249-260. Buenos Aires, 1974.
- TSUI, T.F. y H.D. HOLLAND, 1979. The analysis of fluid inclusions by laser microprobe. **Econ. Geol.**, 74: 1647-1653.
- VANCE, J.A., 1961. Polysynthetic twinning in plagioclase. **Am. Min.**, 46: 1097-1119.
- VERNON, R.H., 1986. K-feldspar megacrysts in granites-phenocryst, not porphyroblasts. **Earth Sci., Rev.**, 23: 1-63.

VOTTERO, A.J., 1983. Levantamiento topográfico, geológico y radimétrico de un sector del área de contrato del yacimiento minero de Los Gigantes, provincia de Córdoba. **Trabajo Final. Fac. Cs. Ex., Fís. y Nat. UNC.** (Inédito).

WINCHESTER, J.A. y P.A. FLOYD, 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. **Chem. Geol.**, 20: 325-343.



Fotografía 1: Yacimiento Schlagintweit. Contacto episienita-granito. El contacto se indica con flechas, hacia la izquierda aparece la episienita; hacia la derecha, el granito.



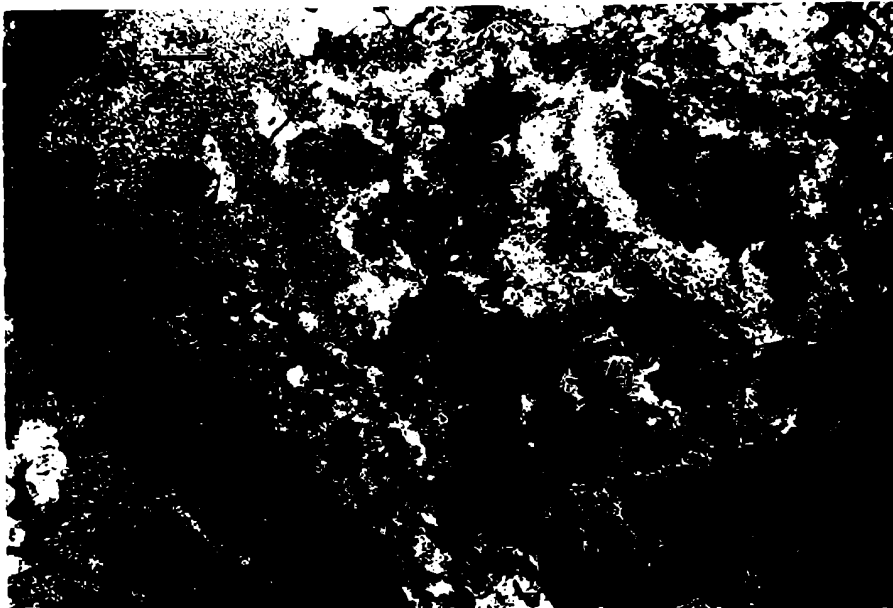
Fotomicrografía 1: Granito Los Riojanos (muestra LR ex 2; 10,80-10,90 m). La albitización genera pertitas, macladas, en el microclino. Mi= microclino; plg= plagioclasea.



Fotomicrografía 2: Episienita Don Alberto. Cuarzo (Q) recrystalizando, con atrape de cloritas y escamas de sericita del núcleo adyacente (sr).



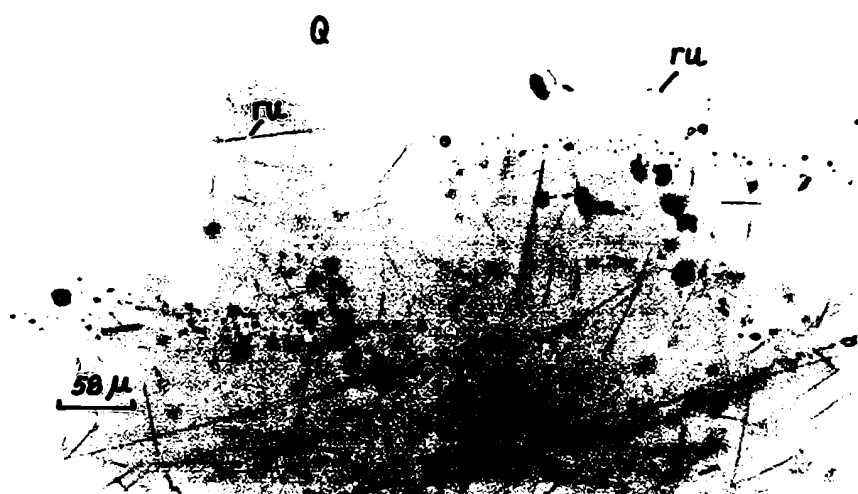
Fotomicrografía 3: Episienita Don Alberto. Cuarzo (Q) con crecimiento secundario. A partir de las líneas de crecimiento (l.c.) recrystaliza cuarzo fragmentoso (Qf) rellenoando un núcleo sericítico (sr).



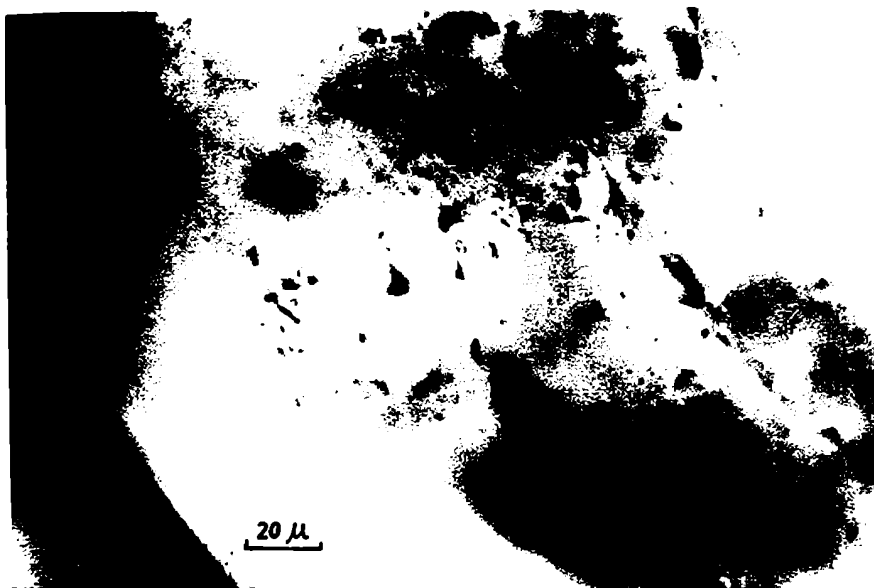
Fotomicrografía 4: Episienita Los Gigantes. Cuarzo (Q) recrystalizando a partir de un núcleo sericítico (sr) que aloja cristales de anatasa (an). El cuarzo engloba impurezas y cristales micáceos de clorita (cl) dispuestos en forma de verme (con analizador).



Fotomicrografía 5: Episienita Los Gigantes. Aspecto general del cuarzo (secundario). Inclusiones muy irregulares e impurezas.



Fotomicrografía 6: Granito Los Gigantes. Cuarzo (Q) con inclusiones aciculares de rutilo (ru), microfracturas con inclusiones fluidas (sin analizador).



Fotomicrografía 7: Episenita Los Riojanos. Aspecto general del cuarzo.



Fotomicrografía 8: Episenita cercana al contacto con el granito, Los Gigantes. Circón (Zr) con líneas de crecimiento alojado en microclino (Mi) con muscovitización (Mu).



Fotomicrografía 9: Episienita Los Gigantes. Cristal de apatita (ap) muy corroído, alojado en plagioclasa (plg) (sin analizador).



Fotomicrografía 10: Granito Los Riojanos (muestra LR ex II; 15 m). Cristal de apatita (ap) incluido en microclino pertítico fracturado (Mi). Genera una zona de disturbio en el feldespato (D). Las fracturas alojan óxidos de Fe.



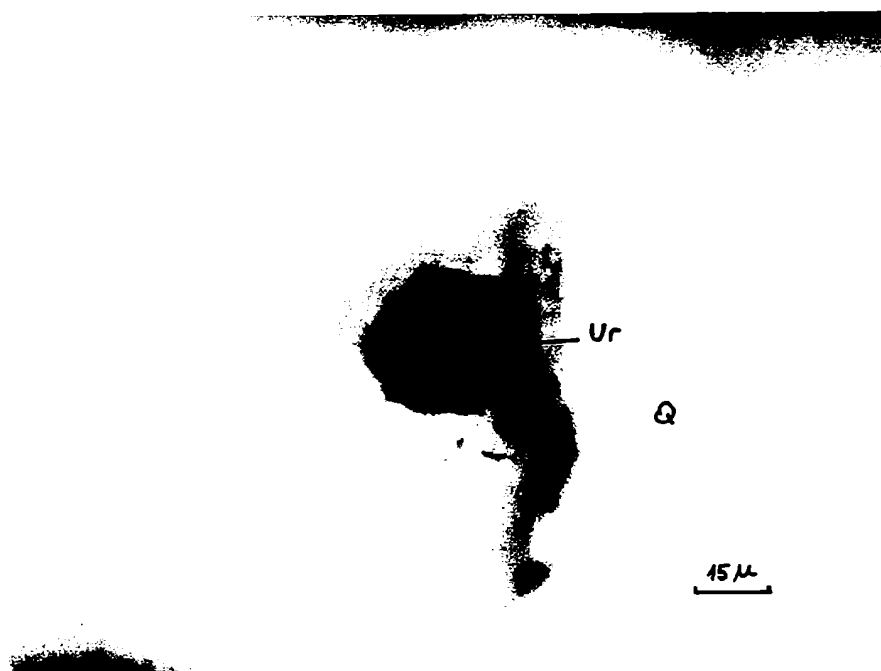
Fotomicrografía 11: Episienita Los Gigantes. Apatita (ap) y anatasa (an) incluidos en la masa sericítica (sr). Hacia la izquierda se observa una vena de cuarzo (q) con cantidad de impurezas (sin analizador). Plg= plagioclasa; cl= clorita.



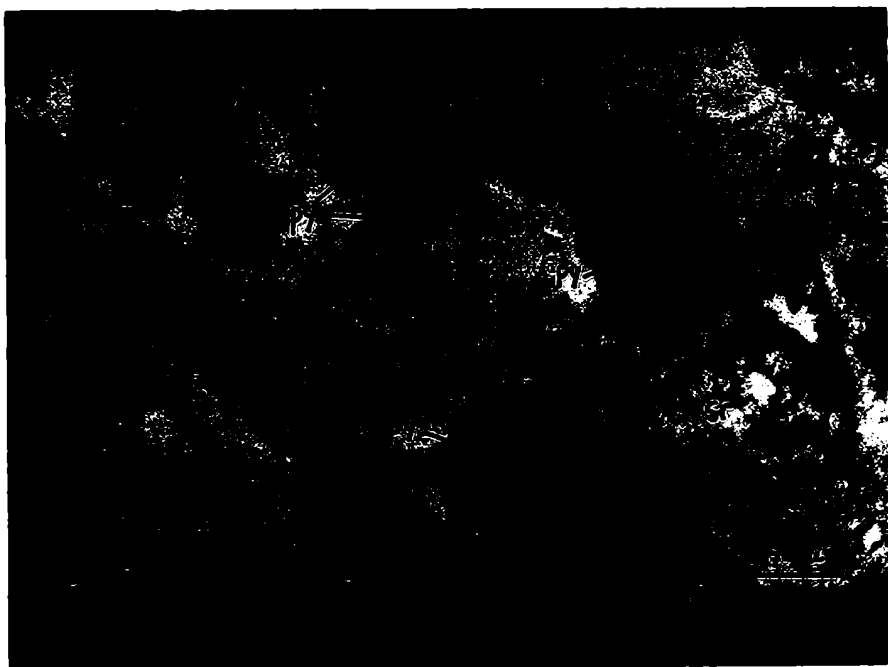
Fotomicrografía 12: Episienita Los Gigantes. Cristal de anatasa (an) (sin analizador). Q= cuarzo; plg= plagioclasa; cl= clorita; mu= muscovita.



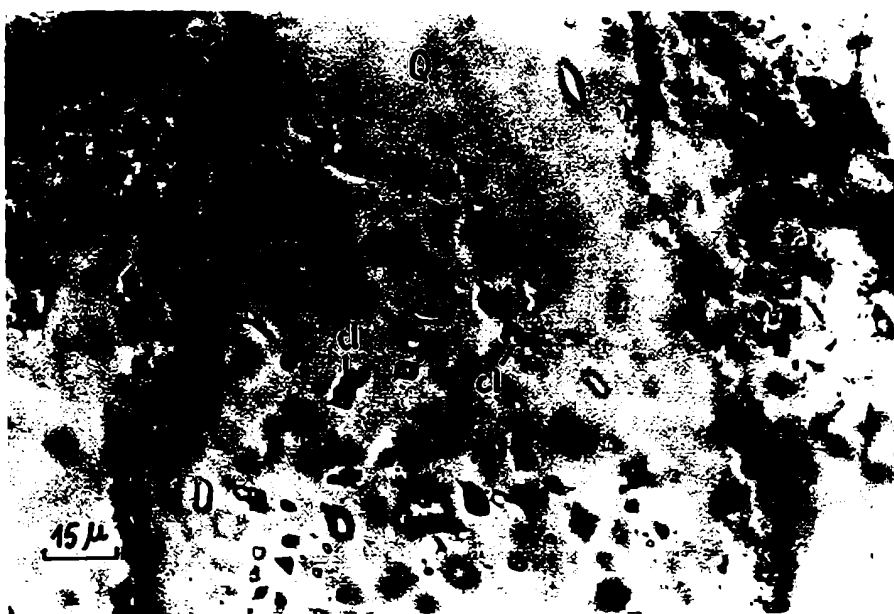
Fotomicrografía 13: Episenita Los Gigantes. Hematita intercrecida con anatasa. cl= clorita; an= anatasa; hm=hematita; Q= cuarzo; plg= plagioclase sericitizada.



Fotomicrografía 14: Granito Los Riojanos (muestra LR ex 11; 32,60-33,10 m). Cristal de uraninita (ur) incluido en cuarzo (Q).



Fotomicrografía 15: Cataclasita Los Riojanos (muestra LR ex VII; 37,20-37,30 m). Cristales de pirita (py) inmersos en la masa sericítica (sr).



Fotomicrografía 16: Granito en vías de episienitización, Los Riojanos (muestra LR ex XI; 12,40-12,53 m). Cloritas dentro de inclusiones fluidas. cl= cloritas; Q= cuarzo.



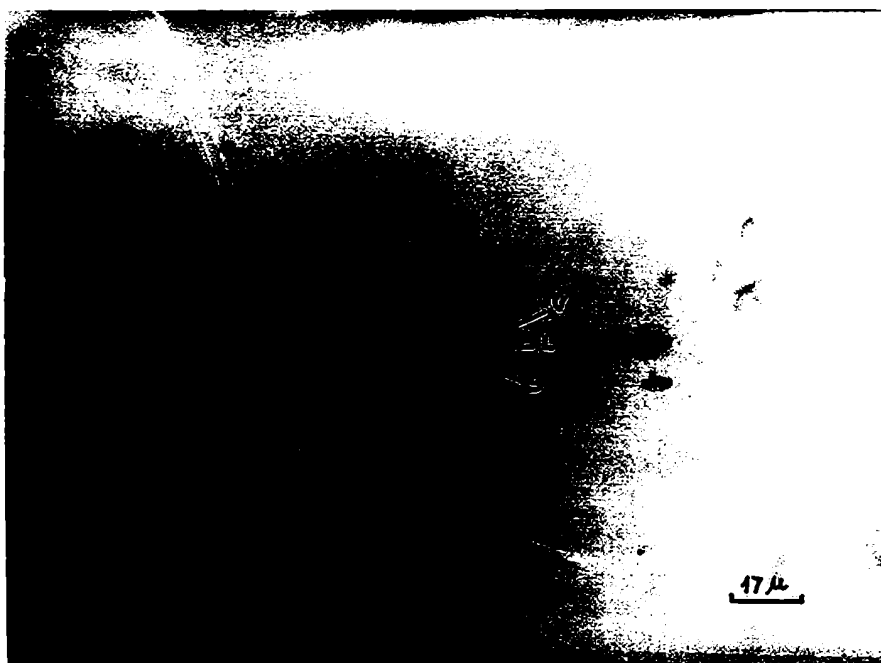
Fotomicrografía 17: Granito en vías de episienitización, Los Riojanos (muestra LR ex XI; 12,40-12,53 m). Cloritas alojadas en cuarzo y en inclusiones fluidas. cl= cloritas; Q= cuarzo.



Fotomicrografía 18: Episienita Don Alberto. Microfractura cicatrizada con atrape de inclusiones constituidas por CO_2 . V= burbuja de CO_2 gaseoso; L= CO_2 líquido. Las dos fases carbónicas homogeneizan en fase vapor a $27,6^\circ\text{C}$. Fotografía tomada a temperatura ambiente.



Fotomicrografía 19: Granito Don Alberto. Cristal de cuarzo con fracturas paralelas con inclusiones carbónicas trifásicas. L= solución acuosa; G= CO₂ gas; L.C.= CO₂ líquido.



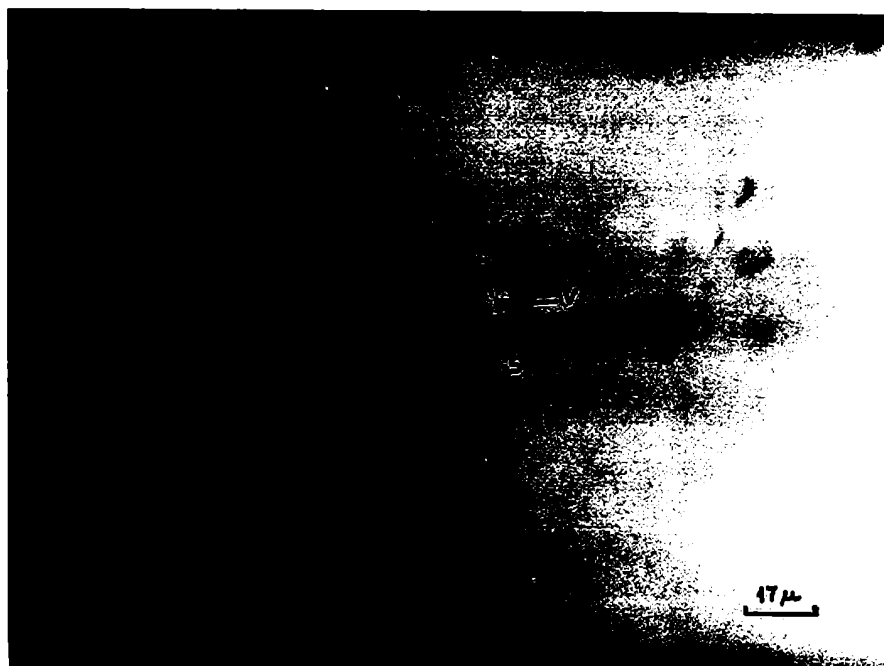
Fotomicrografías 20 a 23: Episienita Don Alberto. Inclusión fluida que aloja en la solución acuosa (L) un cristal de hábito hojoso (clorita) (S) que constituye el 15% del volumen de la cavidad. V= burbuja de vapor.
Fotomicrografía 20: temperatura ambiente.



Fotomicrografía 21: Temperatura -65°C . La solución acuosa (c) ha congelado comprimiendo la burbuja de vapor. El sólido (S) no varía.



Fotomicrografía 22: Temperatura -8°C . Se ha producido la formación de un cristal de hielo (C) (formado por recristalización). La burbuja de vapor recupera, en parte, su volumen original. La fusión del hielo se produjo a $-1,5^{\circ}\text{C}$.



Fotomicrografía 23: Temperatura 152°C, 20°C antes de la homogeneización en fase líquida. La burbuja ha reducido su volumen de manera considerable. El sólido (S) no ha variado.